F 1329

STUDII ȘI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

04

SERIA

GEOLOGIE

1

TOMUL 16
1971

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct:

ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membrii:

ACADEMICIAN G. MURGEANU; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU; V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România;
D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România

Secretar de redacție:

P. ȘOIGAN

Prețul unui abonament este de 100 de lei.

În țară abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se face la Intreprinderea de comerț exterior „Libri", Căsuța poștală 134—135 (Calea Victoriei 126), București, România, sau prin reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență, se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie".

La revue „Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie — Seria de geologie" paraît 2 fois par an.

Tout commande à l'étranger sera adressée à Intreprinderea de comerț exterior „Libri", Boîte postale 134—135 (Calea Victoriei 126), Bucarest, Roumanie ou à ses représentants à l'étranger.

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste ou chez votre facteur.

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

ADRESA REDACȚIEI,
CALEA VICTORIEI Nr. 125,
BUCUREȘTI

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOLOGIE

TOMUL 16 1971 NR. 1

SUMAR

Pag

STUDII

V. IANOVICI, AL. DIMITRIU, IOANA GHEORGHIŢĂ, P. ANDĂR, Variabilitatea mineralizaţiei şi a tipurilor petrografice în zăcămîntul Moldova Nouă (zona Suvorov — Valea Mare — Vărad) 3

D. GIUŞCĂ, ERNESTINA VOLANSCHI, Contribuţii la studiul geochimic al blendelor şi galenelor din zăcămintele polimetalice alpine din România 39

H. SAVU, CONSTANŢA UDRESCU, VIORICA MÎNDROIU, Distribuţia Sc în biotitele din unele şisturi cristaline şi roci granitoide din Munţii Semenic (Banat). 55

LUCIA TĂNĂSESCU, Date asupra prezenţei anhidritului în depunerile hidrotermale din Munţii Gurghiu 67

I. TREIBER, Contribuţii la studiul petrografic şi petrochimic al masivului eruptiv Şumuleu — Jigodin — Harom (Harghita) 73

MARIN ŞECLĂMAN, Contribuţii la cunoaşterea myrmekitelor 85

I. MÂRZA, E. EGRI, Consideraţii genetice asupra nodulilor peridotitici din bazaltele alcaline de la Muncelu Mic — Muncelu Mare (Munţii Poiana Ruscăi) . . . 95

CONSTANTINA STANCIU, ALEXANDRINA MEDEŞAN, Argilizarea hidrotermală asociată depozitelor de sulf nativ din caldera Căliman 107

M. BĂLAN, Contribuţii la studiul mineralogic al zăcămintelor manganifere de la Iacobeni : stilpnomelanul manganifer 123

MARIN ŞECLĂMAN, Contribuţii la cunoaşterea structurilor grafice 133

JEANA IONESCU, LIVIU ANTON, Ripidolitul din masivul granitic Şuşiţa — Carpaţii Meridionali 147

AUG. VANCEA, VASILE CĂTA, Geologia regiunii Corunca 157

GR. POP, Direcţii de paleocurenţi în depozitele senoniene din regiunea Haţegului (Carpaţii Meridionali) 169

AL. V. GROSSU, GH. VOICU, Ciprinidele fosile reper geologo-economic în bazinul de cărbuni Mehadia, zona Bolvaşniţa 189

VICTOR MOISESCU, Forme de moluşte în stratele de Ticu superioare din nord-vestul Transilvaniei 203

E. NICORICI, Fauna sarmaţiană de la Vîrciorog (Bazinul Vadului) 215

VICTOR MOISESCU, Consideraţii asupra formelor de pectinide din stratele de Hoia şi de Mera (regiunea Cluj, nord-vestul Transilvaniei) 233

Pag.

ALINA ANCUȘA POPOVICI, Asupra prezenței speciilor *Anahoplites intermedius* Spath și *Anahoplites praecox* Spath în depozitele flișului cretacic intern din bazinul superior al văii Sarului (în complexul grezos conglomeratic al seriei de Bobu) . . . . . .

NOTE

I. TREIBER, A. SZABÓ, IULIA TÎRLEA, V. CORDIȘ, Contribuții la studiul radioactivității unor corpuri de bauxită din Munții Apuseni 255

I. PETRESCU, O. DRAGASTAN, Rezultatul cercetărilor asupra unor resturi de trunchiuri din terțiarul României 265

OLGA IONESCU, I. BERBELEAC, Procesele de feldspatizare întîlnite în zonele mineralizate cu sulfuri polimetalice din Munții Bihor 271

NICOLAE ANASTASIU, Feldspații potasici din rocile granitoide ale masivului Ogradena 275

I. KALMÁR, Asupra unei klippe de decolare în Bazinul Copalnicului (jud. Maramureș) 285

RECENZII 291

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 1, p. 1–292 București, 1971

VARIABILITATEA MINERALIZAȚIEI ȘI A TIPURILOR PETROGRAFICE ÎN ZĂCĂMÎNTUL MOLDOVA NOUĂ (ZONA ȘUVOROV — VALEA MARE — VĂRAD)

DE

prof. V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, AL. DIMITRIU, IOANA GHEORGHIȚĂ, P. ANDĂR

55 (05)

Regiunea Moldova Nouă este situată în extremitatea sudică a provinciei banatitice, delimitîndu-se sub forma unui district asociat cu o serie de zăcăminte similare între ele, dispuse pe un aliniament nord-sud între localitățile Ocna de Fier, Oravița, Sasca și Moldova Nouă.

Rocile banatitice de tip predominant cuarțdioritic sînt dezvoltate mai ales în facies hipoabisic și formează, în această regiune, corpuri de dimensiuni reduse, cu numeroase apofize, care străbat formațiunile sedimentare mezozoice.

Studiul petrochimic al principalelor tipuri de banatite marchează o diferențiere destul de uniformă a magmelor, remarcîndu-se în schimb frecvente variații structurale, determinate de adîncimea de consolidare a rocilor.

Datele furnizate de lucrările miniere și de foraje au permis conturarea, în special, a numeroase apofize, orientate în cea mai mare parte nord—sud și mai puțin est—vest, la contactul cărora se dezvoltă intense și variate fenomene pirometasomatice, hidrotermale și metalogenetice.

Se presupune că lucrările miniere și eroziunea au deschis doar părțile apicale ale corpurilor și apofizelor banatitice, legate în adîncime de existența unor corpuri mai mari, formate din roci cu structură holocristalină echigranulară, cum este cazul unui corp din Valea Mare, interceptat de un foraj la adîncimea de 800 m.

Importanța economică binecunoscută a mineralizației cuprifere, cantonată în aureolele de contact ale intruziunilor banatitice, a determinat organizarea a numeroase cercetări pentru o cunoaștere aprofundată a proceselor metalogenetice în relație cu rocile înconjurătoare.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 1, p. 3—38 București, 1971

S-a considerat că acumularea unui volum însemnat de date (mineralogice, petrografice, chimice) permite întreprinderea unui studiu statistic care, într-o primă fază, să aibă ca obiectiv evaluarea potențialului economic cu privire la conținuturile în cupru ale fiecărui tip petrografic întîlnit în zona Suvorov — Valea Mare și Vărad, recunoscută ca avînd o deosebită valoare industrială.

1. CONSIDERAȚII MINERALOGICE ȘI PETROGRAFICE ASUPRA STRUCTURILOR BANATITICE

De evoluția activității intruzive banatitice se leagă importante procese pirometasomatice și hidrotermale, care au condus la formarea, pe de o parte, a unei game variate de roci de contact (corneene, skarne, calcare cristaline), iar pe de altă parte de produse de transformare hidrotermală și acumulări de sulfuri polimetalice cu caracter predominant cuprifer [1].

În desfășurarea proceselor generate de intruziunile banatitice se deosebește în mod evident o fază pirometasomatică, urmată de o fază hidrotermală în care au avut loc procese de transformare într-o etapă timpurie și, în continuare, procese metalogenetice care se încheie cu o etapă de transformări tardive.

Fiecare din aceste faze și etape se deosebesc atît prin caracterele lor mineralogice și geochimice, cît și prin condiții geotermodinamice specifice în care s-au desfășurat procesele.

În faza pirometasomatică, sub acțiunea proceselor termice și metasomatice de contact, s-au format diverși silicați (granați, piroxeni, vezuvian, wollastonit etc.). Varietatea produselor generate este în directă legătură atît cu compoziția primară a rocii afectate, cît și cu chimismul aportului.

Faza hidrotermală se desfășoară în mai multe etape. Astfel, etapa de transformare timpurie precede formarea sulfurilor și se caracterizează prin produse generate în mai multe stadii, evidențiate prin asociații de neominerale caracteristice proceselor de feldspatizare, sericitizare, argilizare și silicifiere.

Unul din aspectele caracteristice și importante, prin produsele generate de magmatogeneza banatitică, îl reprezintă procesele metalogenetice. Metalogeneza banatitică a condus la formarea unui minereu complex, în care se recunoaște o generație de minerale metalice reprezentate prin oxizi de fier (magnetit și hematit), care au luat naștere în primele secvențe ale fazei subsecvente a metamorfismului metasomatic de contact, în condițiile creșterii conținutului de fier a soluțiilor. A doua generație de minerale metalice este reprezentată prin sulfuri polimetalice (pirită,

[1] D. Dumitrescu, M. Popa, I. Rogoz (1961), *Raport de sinteză privind documentarea și calculul rezervelor în șantierul Moldova Nouă*, Arh. M.M.P.G.

Ioana Gheorghiță, Felicia Dumitrescu (1962), *Studiul petrografic al zăcămîntului de la Moldova Nouă*, Arh. M.M.P.G.

Ioana Gheorghiță, Felicia Dumitrescu (1963), *Documentația petrografică a lucrărilor de explorare din șantierul Moldova Nouă*, Arh. M.M.P.G.

calcopirită, pirotină, blendă, galenă, sulfosăruri de bismut), cu predominanța piritei și calcopiritei, formate în etapa hidrotermală timpurie și însoțite în mod constant de minerale de gangă reprezentate prin cuarț, clorit, carbonați ± epidot.

Faza hidrotermală se încheie cu o etapă tardivă de transformări și se caracterizează printr-un proces dezvoltat de anhidritizare cu formare de anhidrit și gips, care substituie în mod variabil atît rocile banatitice, cît și unele din rocile de contact. Sulfații de calciu sînt însoțiți de cantități reduse de calcit, fluorină, cuarț și, în final, zeoliți. Produselor de transformare ale acestei etape li se asociază cantități reduse de pirită, calcopirită, pirotină și marcasită.

Sub aspect evolutiv, asociația de minerale metalice și de gangă este cuprinsă în următoarea succesiune : silicați de fier, calciu, magneziu, oxizi de fier, minerale de neoformație din etapa hidrotermală timpurie (feldspat potasic, biotit, cuarț), sulfuri polimetalice cu minerale de gangă din prima generație și sulfuri polimetalice din generația a doua, la care se asociază minerale de neoformație din etapa hidrotermală tardivă.

Mineralizația cupriferă de la Moldova Nouă s-a format în etapa mineralizatoare din cadrul activității hidrotermale, care se desfășoară în continuarea proceselor pirometasomatice. Soluțiile bogate în SiO_2, care au produs depuneri masive de cuarț cu substituirea uneori integrală a rocilor banatitice și chiar a skarnelor, au început să se îmbogățească în Mo, Fe, Cu, Pb, Zn etc. Caracterul puternic acid al soluțiilor, care au determinat silicifierea și potențialul reducător, determinat de îmbogățirea în H_2S, au condus la formarea din abundență a sulfurilor polimetalice.

Mineralizația de sulfuri s-a depus ca impregnații sau pe fisuri în special în skarnele cu granați și, într-o măsură redusă, în banatite și alte roci de contact.

Zonele mineralizate se prezintă sub forma unor corpuri neregulate, filonașe izolate sau rețele de filonașe în masa skarnelor care reprezintă principalul tip de rocă gazdă. Aici se găsesc cele mai importante acumulări de sulfuri cuprifere de interes economic, caracterizate prin asociațiile : pirită, calcopirită, blendă, galenă, pirotină și molibdenit cu gangă de clorit, epidot, cuarț și carbonați, la care se asociază uneori magnetit și hematit.

În banatite, mineralizația este mai slab dezvoltată și apare de obicei ca impregnații difuze și pe sisteme de fisuri. Se pot menționa ca asociații caracteristice : molibdenit ± pirită cu cuarț ; calcopirită + pirită cu cuarț ± carbonați ; tetraedrit, cuarț ± carbonați.

În calcarele cristaline, mineralizația de sulfuri se localizează pe sistemele de fisuri și mai puțin ca impregnații de o parte și de alta a fisurilor. Mineralele prezente sînt reprezentate prin : pirită, blendă, galenă, tetraedrit și mai rar calcopirită, cu gangă de cuarț și calcit.

În calcarele cristaline magneziene se întîlnesc uneori, în special în apropierea contactului cu banatitele, depuneri de sulfuri fie sub formă de impregnații, fie pe fisuri. Aici se remarcă asociațiile : pirită + pirotină ± calcopirită ± blendă cu gangă de cuarț și anhidrit.

În corneenele cu biotit și în cuarțite, mineralizația este slab reprezentată, fiind prezentă numai pe fisuri : pirită, calcopirită, molibdenit cu cuarț, calcit și anhidrit.

În etapa hidrotermală tardivă, cînd are loc depunerea anhidritului, gipsului și zeoliților, apar uneori slabe depuneri de pirotină, pirită, calcopirită și marcasită. Formarea zeoliților marchează încheierea proceselor hidrotermale legate de activitatea banatitică, fenomen observat și în alte structuri mineralizate similare, din cadrul provinciei banatitice.

2. DATELE PRIMARE ȘI METODELE STATISTICE MATEMATICE UTILIZATE

Pentru a se realiza o imagine de ansamblu asupra întregului zăcămînt ne-am propus să luăm în studiu datele asupra conținuturilor de cupru din toate tipurile de roci întîlnite în sectoarele principale (Suvorov, Valea Mare, Gărîna și Vărad).

Ținînd seama că acest mod de abordare a problemei, statistico-matematic, este utilizat pentru prima oară, i s-a atribuit un caracter experimental, urmînd ca pe baza rezultatelor obținute să se aprecieze necesitatea extinderii și aprofundării lui. În acest scop, s-a considerat că poate fi satisfăcător un volum de date restrîns la 13 profile de foraje și 7 profile de lucrări miniere, selecționate în așa fel încît să reprezinte cît mai variate aspecte din toate secțoarele principale (Suvorov : profilele de la orizonturile 0, —59 și +44, în total un număr de 7 profile ; Valea Mare : profilele din forajele 26 673/222, 26 685/315, 26 632/260, 30 598/572, 30 510/362, 26 648/181, 26 616/185, 26 674/307, 26 644/227 și 26 635/219 ; Gărîna : profilul din forajul 30 585/598 ; Vărad : profilele din forajele 26 641/265 și 26 638/264.

În total, au fost cercetate statistic un număr de 2 487 date chimice de analiză.

Prelucrarea statistică a datelor s-a făcut prin utilizarea unor metode cunoscute în literatură.

a) Distribuția statistică a conținuturilor de cupru s-a stabilit pentru intervale egale logaritmic, a căror extindere d a fost determinată cu ajutorul funcției lui Sturgess

$$d = \frac{\lg x_{max} - \lg x_{min}}{1 + 3{,}322 \cdot \lg N}$$

în care $\lg x_{min}$ și $\lg x_{max}$ sînt logaritmii valorilor extreme dintr-un șir de conținuturi de cupru, avînd N valori (I. P. Ș a r a p o v, 1968).

b) Verificarea unimodalității distribuțiilor s-a obținut prin funcțiile lui Goldin, care conțin frecvențele intervalelor antimodal (n_2) și a celor învecinate (n_1 și n_3).

Corespunzător raportului dintre n_1 și n_3 ($n_1 \ll n_3$ sau $n_1 < n_3$) se utilizează prima, respectiv a doua funcție, a căror expresii sînt date mai jos

$$t = \frac{n_1 - n_2}{(1 - \hat{p}) \sqrt{N\hat{p}\,(1 - 2\hat{p})\,(1 + \hat{p})}}, \quad t = \frac{n_1 + n_3 + n_2}{\sqrt{\dfrac{2N\hat{p}\,(1 - 3\hat{p})\,(3 - 8\hat{p})}{(1 - \hat{p})\,(1 - 2\hat{p})}}}$$

unde $\hat{p} = \frac{n_1 + n_2}{2N}$ unde $\hat{p} = \frac{n_1 + n_2 + n_3}{3N}$

N = totalul observațiilor

În ambele cazuri se acceptă distribuția ca unimodală pentru $t < 1{,}96$.

c) Testarea concordanței distribuțiilor empirice cu legea normalității sau lognormalității (H_0 : d.n sau d.lgn) s-a efectuat cu ajutorul metodei momentelor (V. Ianovici și Al. Dimitriu, 1965).

d) Estimarea parametrilor distribuției (media m, dispersia σ_x^2 și coeficientul de variație V_x) s-a făcut cu ajutorul funcțiilor corespunzătoare distribuției lognormale (V. Ianovici, D. Zorilescu și Al. Dimitriu, 1969):

$$m = e^{a \log \gamma + \frac{a^2 \sigma^2_{\log \gamma}}{2}}.$$

$$\sigma_x^2 = m^2 (e^{a^2 \cdot \sigma^2_{\log \gamma}} - 1)$$

$$V_x = (e^{a^2 \sigma^2_{\log \gamma}} - 1)^{1/2}$$

unde $a = \frac{1}{\log e} = 2{,}3025$; $\log \gamma = \frac{\sum_{i=1}^{n} \log x_i}{n}$;

$$\sigma^2_{\log \gamma} = \frac{\sum_{i=1}^{n} (\log x_i - \log \gamma)^2}{n - 1}.$$

În ceea ce privește evaluarea dispersiei $\sigma^2_{\log \gamma}$, în caz că $N \leqslant 10$, ea s-a obținut prin funcțiile date de Dixon și Massey (1957).

De notat că, la prezentarea rezultatelor, notația m a mediei a fost înlocuită prin aceea uzuală, $\bar{x}$.

e) În ceea ce privește cercetarea dependenței dintre conținuturile în cupru ale rocilor asociate, adică în cadrul a trei roci X — Y — Z, în care Y corespunde rocii ce ocupă poziția mediană și este permanent aceeași, variind natura petrografică doar a rocilor X și Z, s-a aplicat metoda neparametrică a acordului (M. G. Kendall, 1948).

Estimatorul intensității dependenței îl constituie o mărime U, denumită coeficientul acordului, cu distribuție χ^2. Se admite valoarea coeficientului semnificativă (ipoteza alternativă $H_1 : U \neq 0$) pentru $U > \chi^2_{0{,}05;\,\nu}$.

Coeficientul acordului U variază între zero și 1, indicînd lipsa corelației, respectiv corelație cu intensitate maximă, funcțională.

f) Analiza tendinței unidimensionale, adică examinarea unei succesiuni ordonate liniar de valori pentru a stabili dacă ordinea lor este întîm-

plătoare sau nu, s-a efectuat cu ajutorul testelor seriilor, a punctelor de întoarcere și corelației rangurilor (R. L. Miller, J. S. Kahn, 1962).

Primele două teste implică inițial un proces de dichotomizare. Se transcrie succesiunea de valori (în cazul nostru, conținuturi de cupru) ca o succesiune de elemente + și −, al căror semn depinde de faptul dacă valoarea respectivă este mai mare sau mai mică decît mediana (fig. 1, tabelul 11).

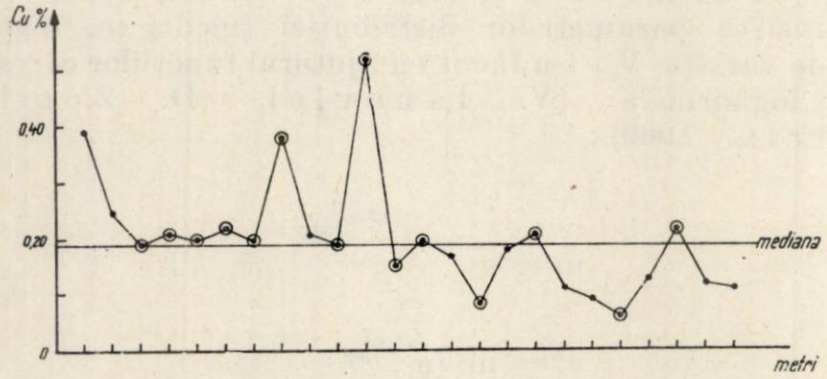


Fig. 1. — Profil geochimic de cupru prin banatite. Orizontul-59, secvență din profilul 1.⊙ Puncte de întoarcere.

Testul seriilor folosește următoarele proprietăți ale succesiunii examinate: numărul total de elemente (N), numărul de elemente + (n_1) și numărul de elemente − (n_2) și numărul de serii (u). O serie este definită ca o succesiune de unul sau mai multe elemente asemănătoare, precedate și urmate de elemente de alt semn.

În cazul n_1 și $n_2 < 10$, testul seriilor se efectuează direct cu ajutorul distribuției de probabilitate P (u), care are două expresii, în funcție de numărul de serii u. Pentru u par

$$P_{(u)} = 2 \cdot \frac{(n_1 - 1)\,!\,(n_2 - 1)\,!\,n_1\,!\,n_2\,!}{\left(\frac{u}{2} - 1\right)!\left(\frac{u}{2} - 1\right)!\left(n_1 - \frac{u}{2}\right)!\left(n_2 - \frac{u}{2}\right)!\,N\,!}$$

unde $n_1 + n_2 = N$,

iar pentru u impar

$$P(u) = \frac{(n_1-1)\,!\,(n_2-1)\,!\,n_1\,!\,n_2\,!}{\left(\frac{u-1}{2}\right)!\left(\frac{u-3}{2}\right)!\,N\,!}\left[\frac{1}{\left(n_1 - \frac{u+1}{2}\right)!\left(n_2 - \frac{u-1}{2}\right)!} + \right.$$

$$\left. + \frac{1}{\left(n_1 + \frac{u-1}{2}\right)!\left(n_2 - \frac{u+1}{2}\right)!}\right]$$

Dacă n_1 și n_2 sînt egali sau mai mari decît 10, atunci se utilizează funcțiile bazate pe aproximarea normală

$$E(u) = \frac{2^n 1^n 2}{n_1 + n_2} + 1$$

$$V(u) = \frac{2n_1 n_2 (2n_1 n_2 - n_1 - n_2)}{(n_1 + n_2)^2 (n_1 + n_2 - 1)}$$

$$z = \frac{u - E(u)}{\sqrt{V(u)}}$$

Cu ajutorul mărimii z se obține din tabelele distribuției Laplace valoarea P(u).

În ceea ce privește testul punctelor de întoarcere, el utilizează numărul punctelor de întoarcere (t) și numărul total de elemente din succesiunea (N). Prin puncte de întoarcere se înțelege trecerea de la un element + la altul −, sau invers, cum rezultă din figura 1.

Adoptînd aproximarea normală pentru P(t) se utilizează funcțiile:

$$E(t) = \frac{2N - 4}{3}$$

$$V(t) = \frac{16N - 29}{90}$$

$$z = \frac{t - E(t)}{\sqrt{V(t)}}$$

Ca și în cazul anterior, valorile P(t) se obțin din distribuția Laplace.

Se respinge ipoteza fluctuațiilor întîmplătoare dacă P(u), respectiv $P(t) \leqslant 0{,}05$.

Corelația rangurilor se utilizează pentru două caracteristici, care în cazul de față reprezintă conținutul în cupru și numărul curent al probei în profilul considerat. Ca estimator al intensității de corelație servește coeficientul de corelație ρ, avînd domeniul de variație între zero și 1. Zero indică absența corelației, iar 1 corespunde unei situații ideale, în care conținutul crește sistematic, fără abateri, cu distanța. Se observă că corelația rangurilor se aplică în ipoteza că ar exista tendință liniară.

Calculul coeficientului de corelație este dat, de exemplu, într-o publicație recentă (V. Ianovici, Al. Dimitriu și V. Pieptea, 1969).

g) Cercetarea variației conținuturilor a unui sau mai multor elemente chimice (în cazul nostru a Cu, respectiv Cu, Fe, S) de-a lungul unui profil, în scopul depistării deosebirilor esențiale în modul lor de variație, a fost

efectuată prin metoda de analiză a eterogenității eșantioanelor m — dimensionale (D. A. Rodionov, 1968).

Calculele se desfășoară în două etape : 1) scindarea profilului în porțiuni omogene, în cadrul cărora conținuturile elementelor chimice se schimbă neesențial și 2) compararea porțiunilor omogene în vederea reunirii lor.

Calculele sînt extrem de complicate, mai ales pentru un număr mare de elemente chimice. O prezentare detaliată a schemei de calcul, ilustrată printr-un exemplu, este dată într-un raport al unuia dintre autori (Al. Dimitriu, 1969)[2].

În cercetarea de față, mare parte a calculelor au fost efectuate la un calculator electronic I C L 1905 de la Centrul de calcul electronic al Direcției centrale de statistică, folosind o serie de programe în limbaj FORTRAN (programele GEO 1, GEO 2 și STA 1). În ceea ce privește clasificarea datelor în vederea cercetării chimismului secvențelor a diferite roci s-a utilizat sortatorul și tabulatorul SAM din Institutul geologic.

3. REZULTATE OBȚINUTE

Cercetările s-au axat pe estimarea potențialului economic al tipurilor petrografice cu privire la conținutul în cupru, urmărind această problemă atît pe ansamblul zăcămîntului, cît și pe secvențele individuale ale fiecărui tip petrografic. O preocupare secundară a constituit natura și propagarea spațială a proceselor metalogenetice.

3.1. FRECVENȚA ȘI ASOCIEREA TIPURILOR PETROGRAFICE ÎN ZĂCĂMÎNT

Examinarea litologiei celor 20 de profile a arătat că se întîlnește o varietate de roci, care poate fi clasificată în următoarele 11 tipuri petrografice : skarne, banatite, calcare cristaline cu și fără caracter magnezian, corneene cu biotit cu și fără intercalații banatitice, skarne cu calcare cristaline, calcare cristaline cu skarne, banatite silicifiate, cuarțite și endoskarne. Adoptîndu-se o legendă cu semne grafice care reflectă toate aceste tipuri s-au reprezentat profilele geologice studiate în figurile 2—21. În afară de litologie, figurile conțin o serie de date asupra mineralizației, despre care se discută în alte capitole.

Prin cercetarea profilelor geologice (fig. 2—21) se evidențiază, pe de o parte, că skarnele și banatitele predomină, iar pe de altă parte că aceste roci apar împreună, definind o asociație petrografică. În vederea precizării acestor aspecte s-a procedat la prelucrarea statistică, de altfel deosebit de simplă, descrisă în cele ce urmează :

a) S-a stabilit numărul de probe n_j în care apare fiecare tip petrografic ($j = 1,2, \ldots 11$) în totalitatea profilelor considerate (coloana penultimă a tabelului nr. 1), după cum și numărul total al probelor indiferent de tipul petrografic ($N = 2\,487$). Evident, mărimea ($n_j : N$) 100 poate fi

[2] Al. Dimitriu (1969), *Studiul parametrilor de distribuție a Cu, Pb, Zn, Ni, în solurile de pe versantul sudic al Munților Făgăraș (Rîul Doamnei și Olt) pe baza lucrărilor de prospecțiuni geochimice. Raport*, Arh. Inst. geol.

apreciată ca o estimație satisfăcătoare a frecvenței cu care se întîlnesc tipurile petrografice în zăcămînt, avînd în vedere că probarea a fost executată regulat, la fiecare metru.

Tabelul nr. 1

Frecvența tipurilor petrografice în zăcămînt și parametrii statistici ai conținutului de cupru în fiecare tip petrografic

Tipul petrografic		$\bar{\bar{x}}$	$V_{\bar{\bar{x}}}$	Observații	
denumirea	frecvența %			Nr. de probe	Nr. de secvențe
Skarne	41,1	0,66	118	1023	64
Banatite	35,9	0,28	217	894	60
Calcare cristaline	8,9	0,14	286	220	18
Calcare cristaline magneziene	5,9	0,25	212	147	6
Corneene cu biotit și intercalații banatitice	3,6	0,29	186	89	1
Corneene cu biotit	1,5	0,32	156	38	5
Skarne cu calcare cristaline	1,4	0,55	134	34	1
Calcare cristaline cu skarne	0,5	0,32	272	12	1
Banatite silicifiate	0,5	0,27	181	12	1
Cuarțite	0,4	0,15	512	10	1
Endoskarne	0,3	0,09	351	8	1

Bineînțeles, ca și în cazul celorlalte rezultate obținute în cercetarea de față, acuratețea acestui estimator poate fi îmbunătățită o dată cu introducerea în calcule a mai multor date din foraje și lucrări miniere.

Prin examinarea frecvenței tipurilor petrografice (tabelul nr. 1, coloanele 1 și 2 și planșa I, detaliul a) se constată că cea mai mare parte din tipurile petrografice întîlnite în zăcămînt sînt reprezentate prin skarne (43%), banatite (36,4%) și calcare cristaline cu sau fără caracter magnezian (14,8%). Mult mai puțin frecvent apar corneenele cu biotit (5,1%) și mai ales cuarțitele și endoskarnele care, abia împreună, întrunesc o frecvență de 0,7%.

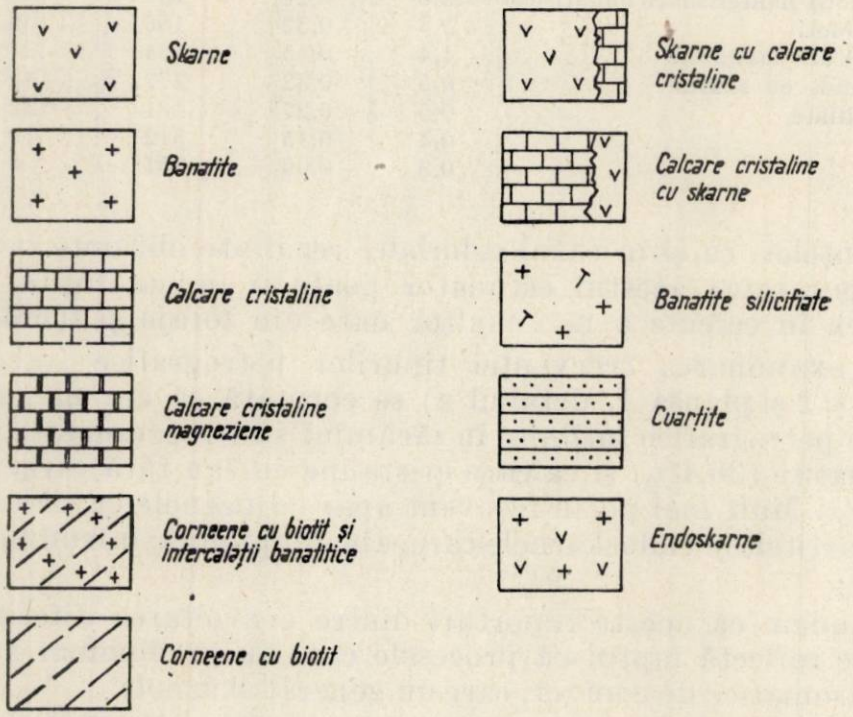
Concludem că aceste raporturi dintre dezvoltarea diferitelor tipuri petrografice reflectă faptul că procesele care au predominat au fost procesele metasomatice de contact, care au generat skarnele.

b) Considerînd secvența fiecărui tip petrografic drept termen de referință, s-a determinat numărul de secvențe în care apar adiacent acesteia celelalte tipuri petrografice; se atribuie valoarea doi în caz că același tip petrografic se găsește atît în culcușul, cît și în coperișul tipului petrografic curent.

Efectuînd asemenea statistică a cazurilor pentru întreg zăcămîntul, s-a stabilit apoi fiecărui tip petrografic numărul de secvențe n_t al tipurilor petrografice adiacente, luate individual, și numărul total al secvențelor ($N = \sum_t n_t$). Se admite că mărimea $(n_t : N)\ 100$ poate să constituie o măsură a frecvenței de asociere a tipurilor petrografice. Astfel, în cazul skarnelor, de exemplu, cărora li s-a atribuit codul 1, vom avea $t = 2,3...11$ și, deci $N = \sum_{t=2}^{11} n_t$.

LEGENDA

TIPURILOR PETROGRAFICE ÎNTÎLNITE ÎN ZĂCĂMÎNT



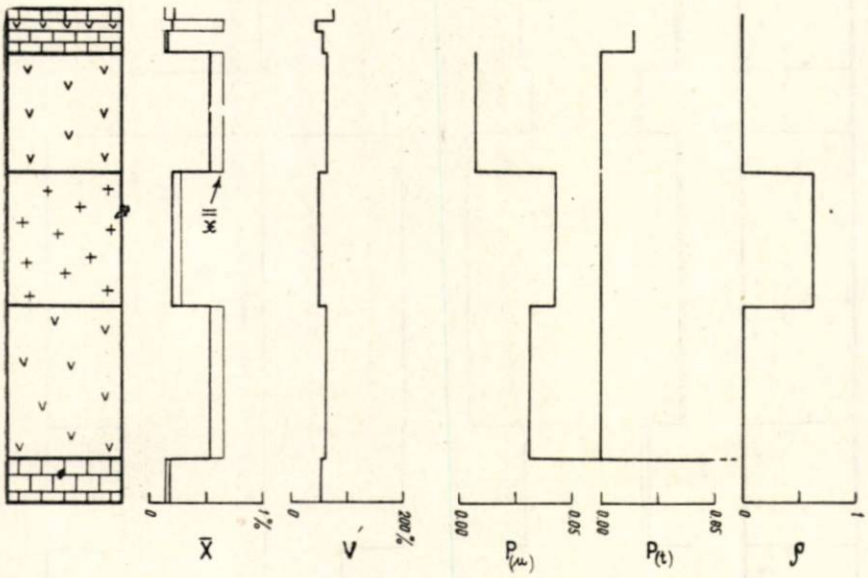


Fig. 2. — Variabilitatea conținuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Orizontul —59, profilul 1.

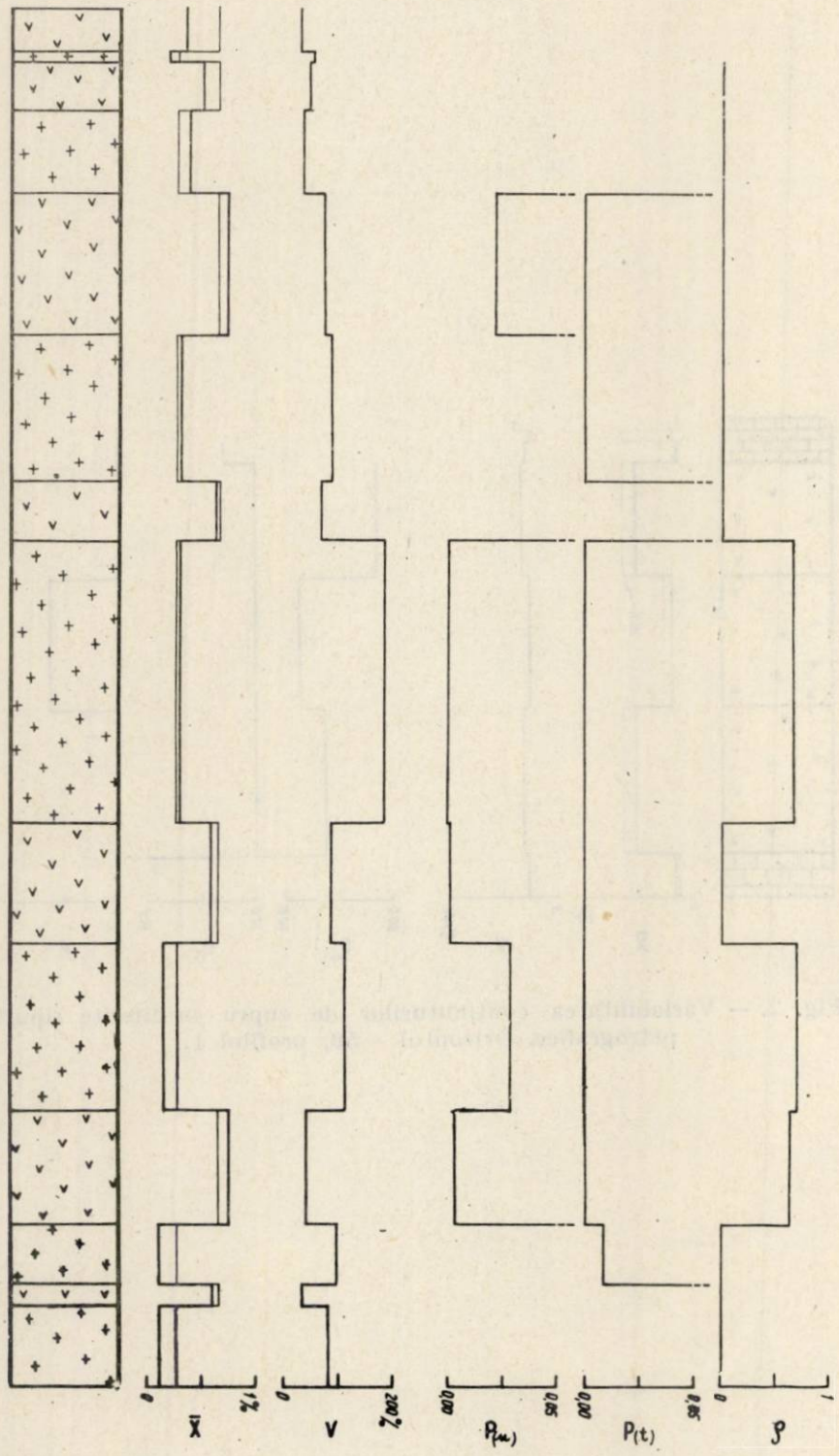


Fig. 3. — Variabilitatea conținuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Orizontul ± 0, profilul 2.

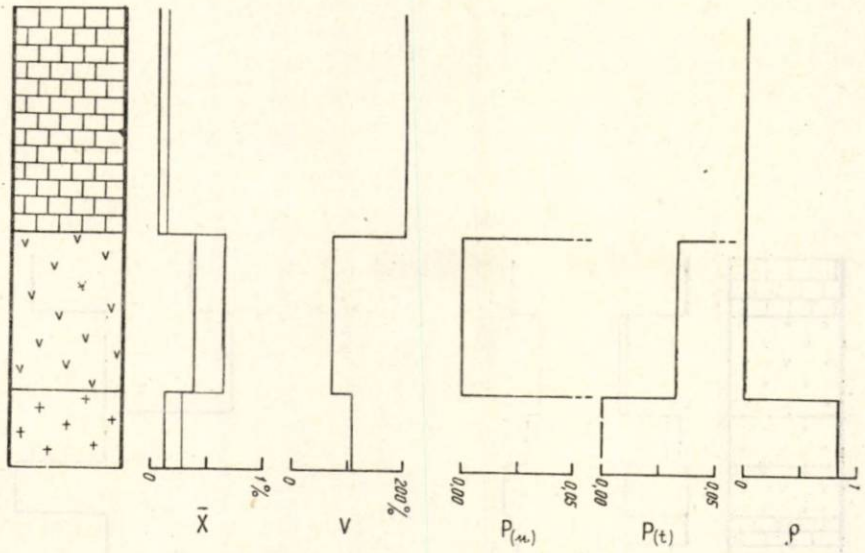


Fig. 4. — Variabilitatea conţinuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Orizontul +44, profilul 3.

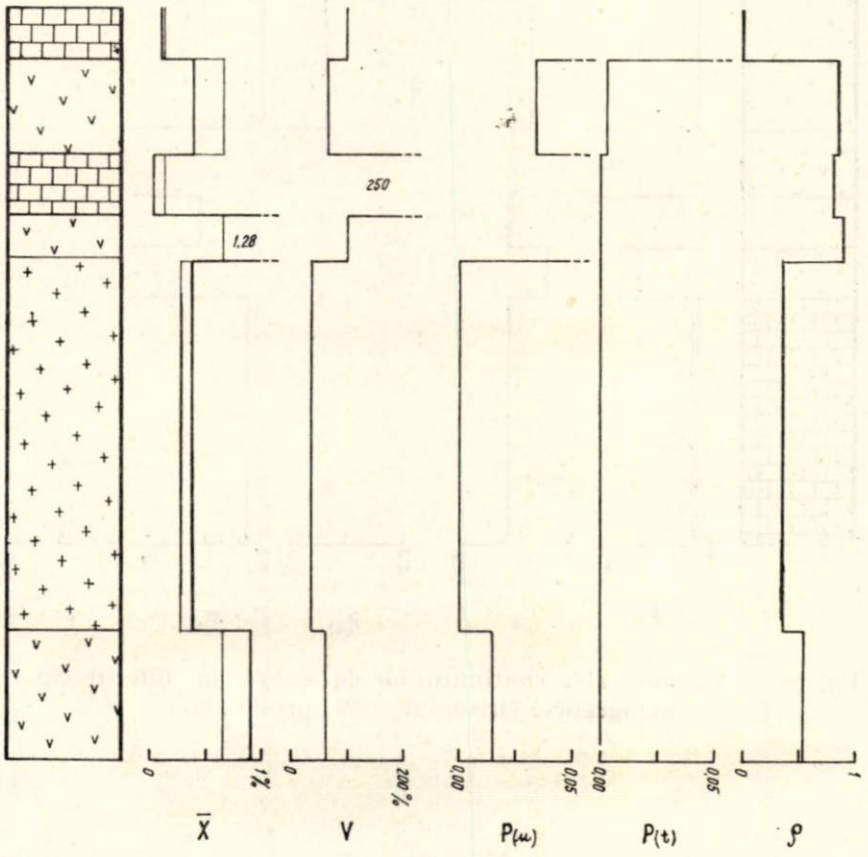


Fig. 5. — Variabilitatea conţinuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Orizontul ±0, profilul 4.

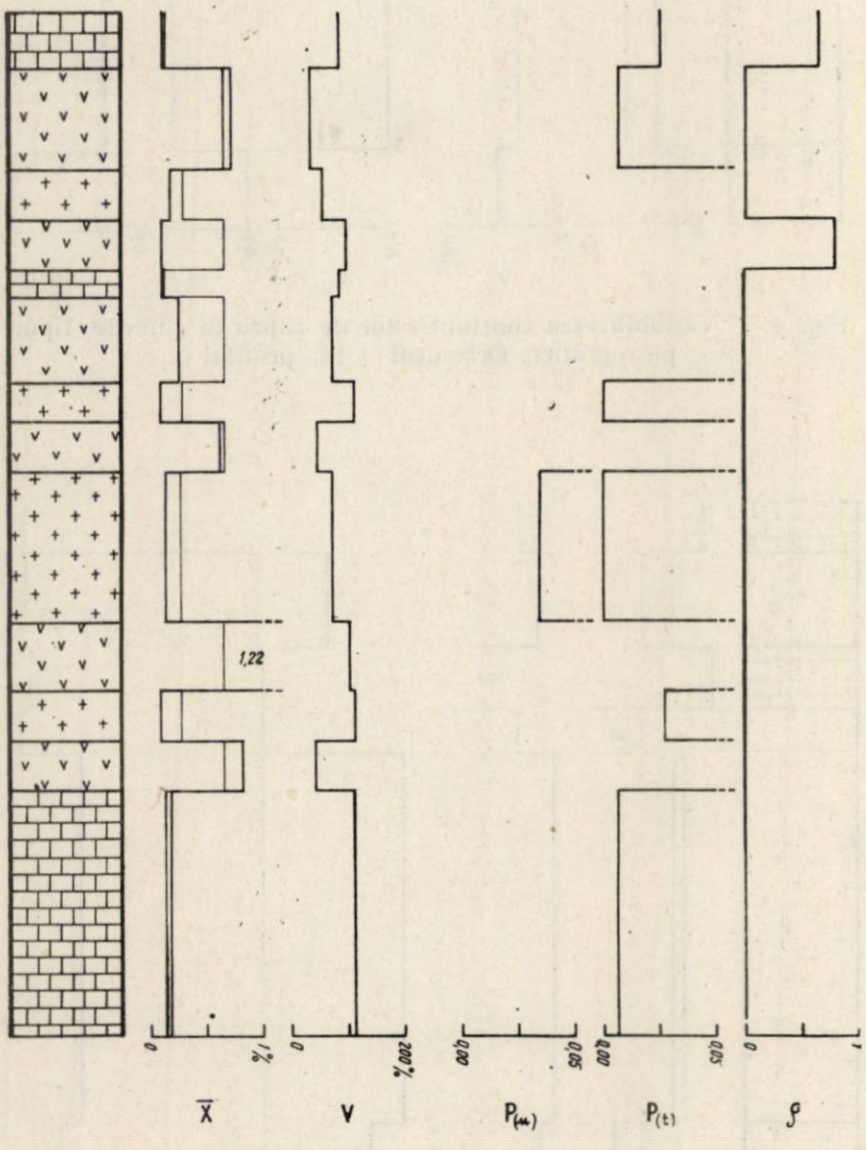


Fig. 6. — Variabilitatea conținuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Orizontul —59, profilul 5.

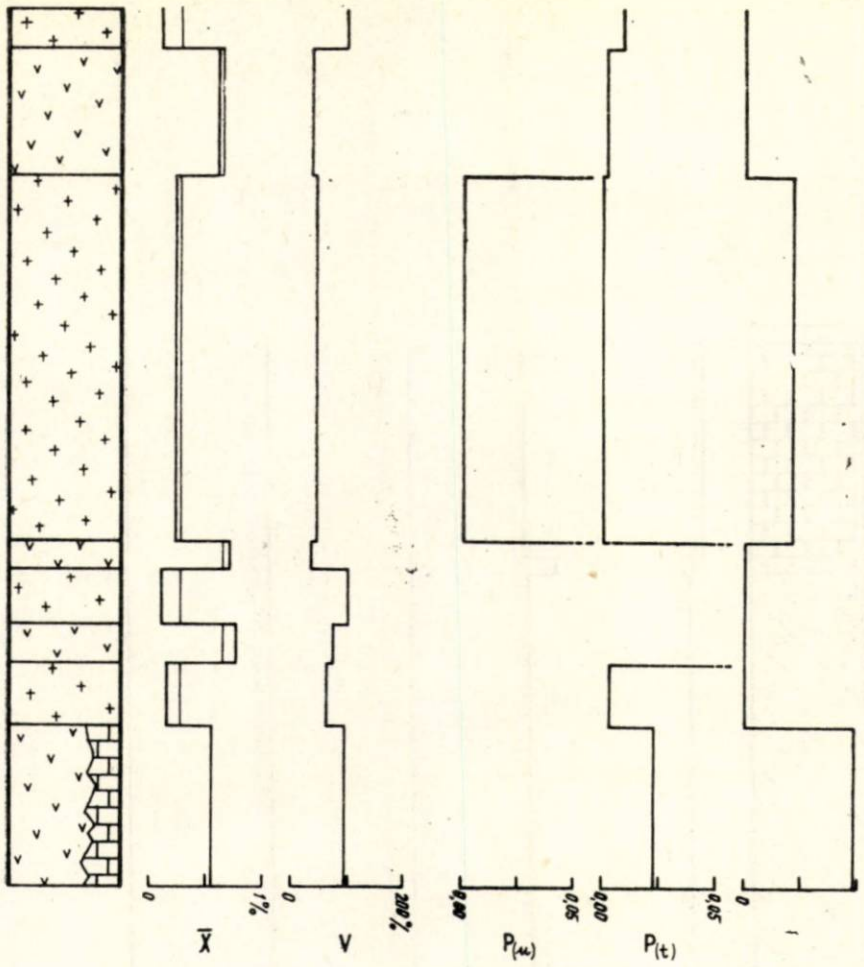


Fig. 7. — Variabilitatea conținuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Orizontul ±0, profilul 6.

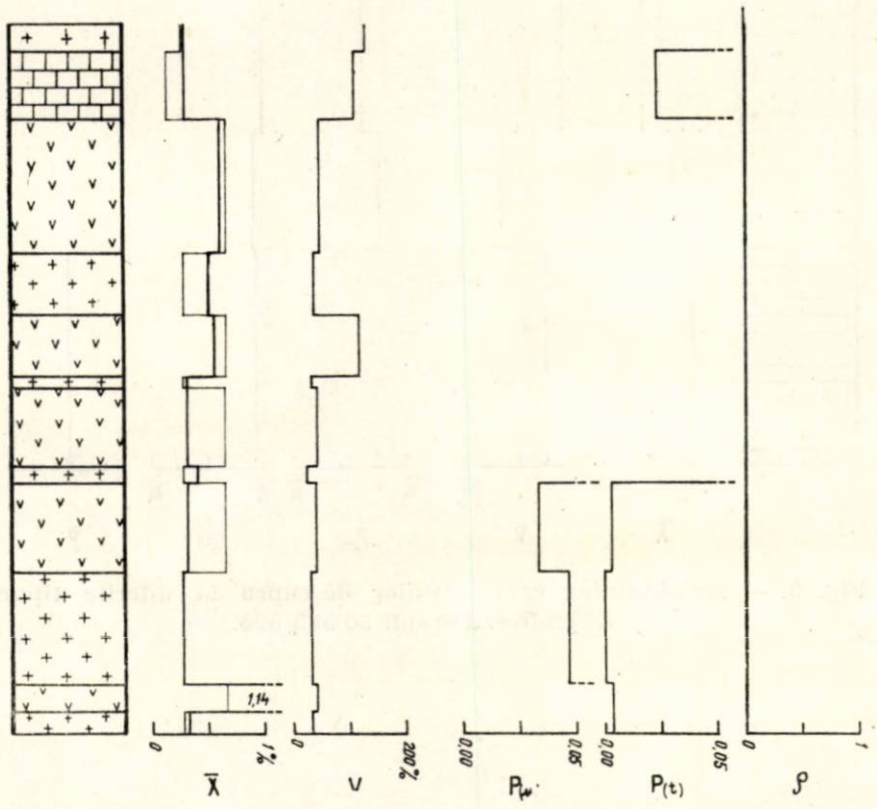


Fig. 8. — Variabilitatea conținuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Orizontul —59, profilul 7.

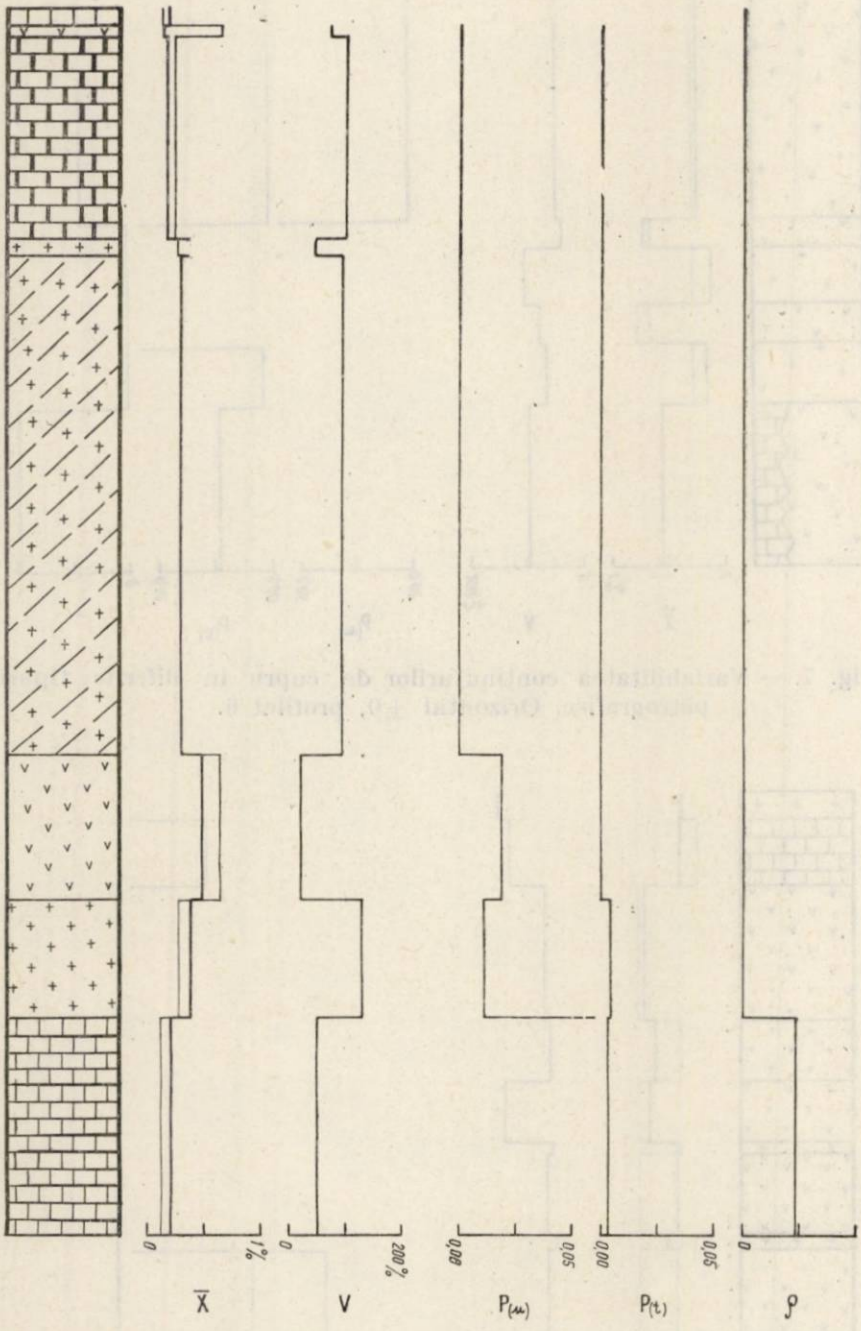


Fig. 9. — Variabilitatea conținuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Forajul 30 585/598.

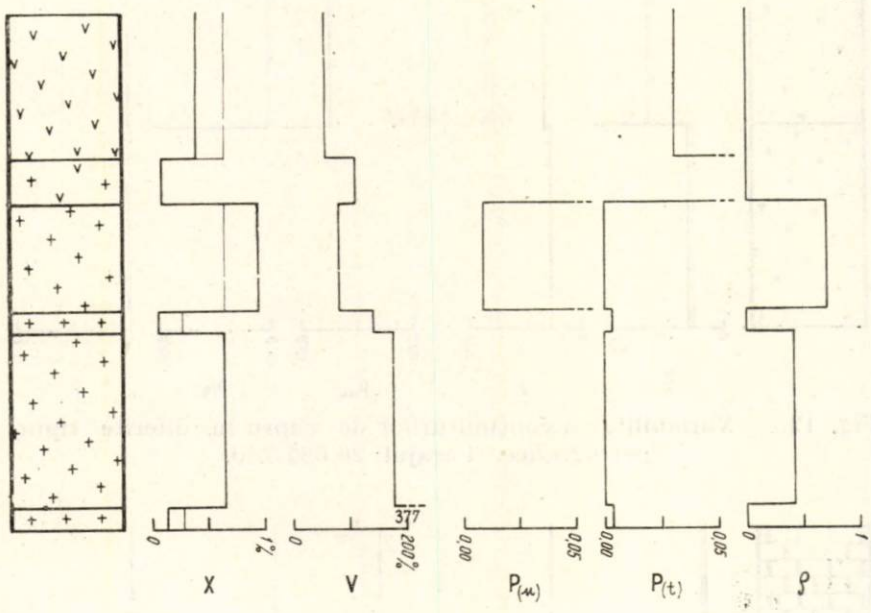


Fig. 10. — Variabilitatea conținuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Forajul 26 673/222.

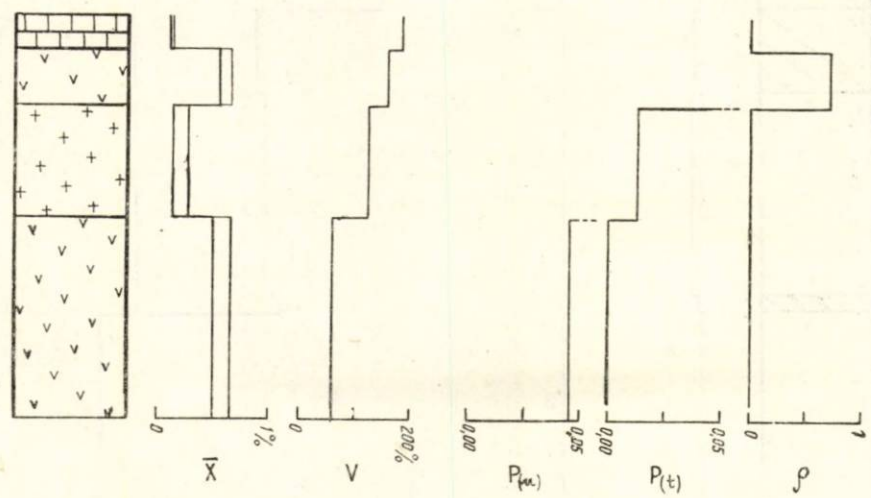


Fig. 11. — Variabilitatea conținuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Forajul 26 685/315.

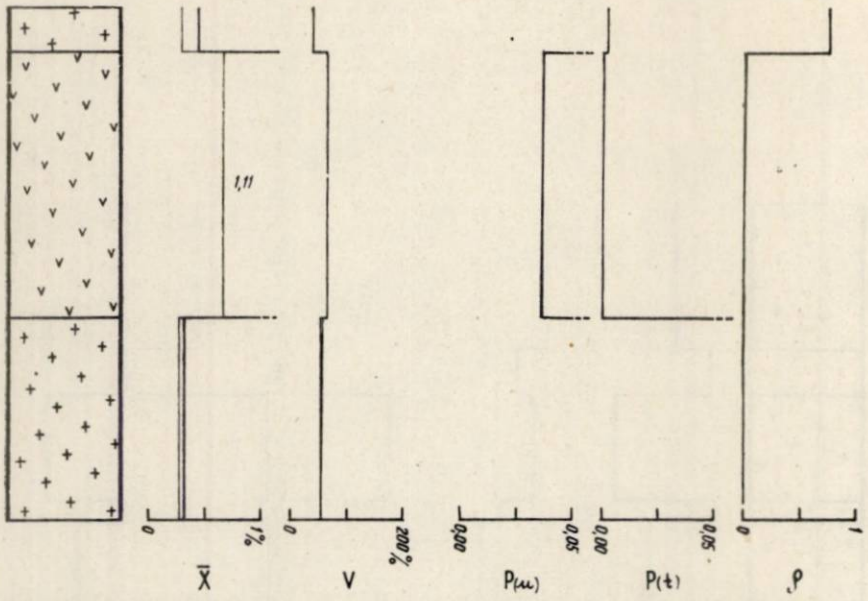


Fig. 12. — Variabilitatea conținuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Forajul 26 632/260.

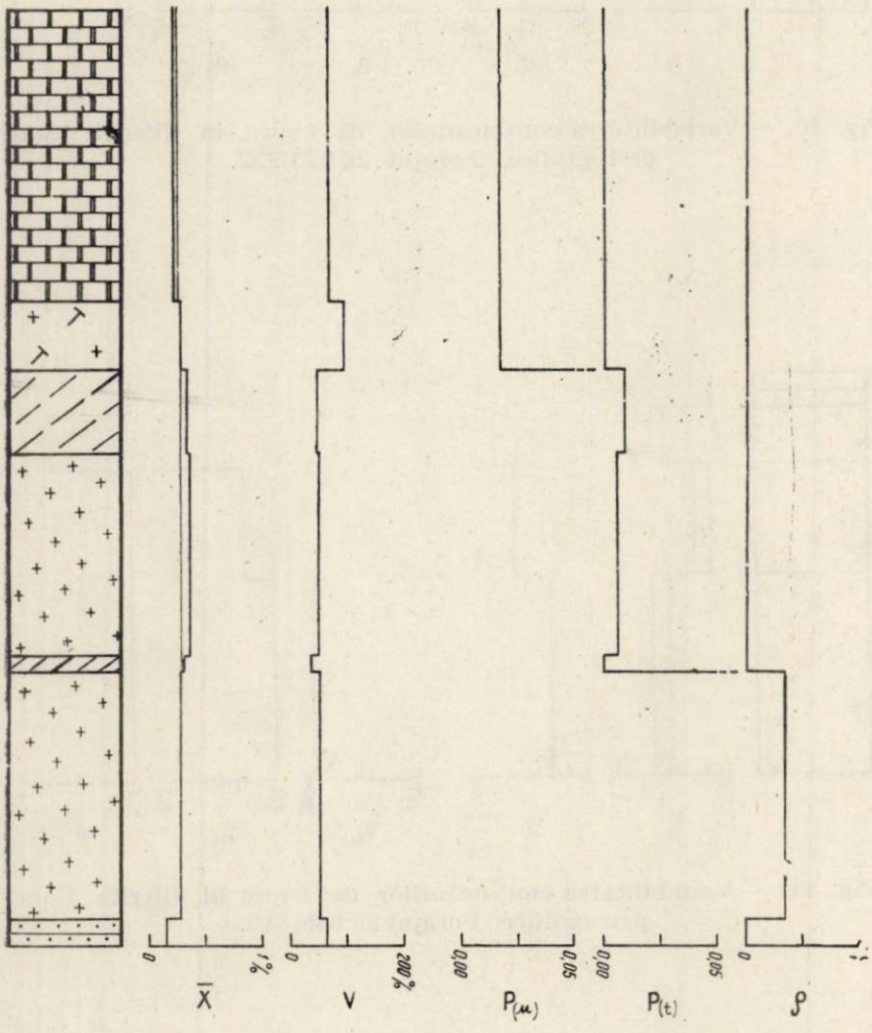


Fig. 13. — Variabilitatea conținuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Forajul 30 598/572.

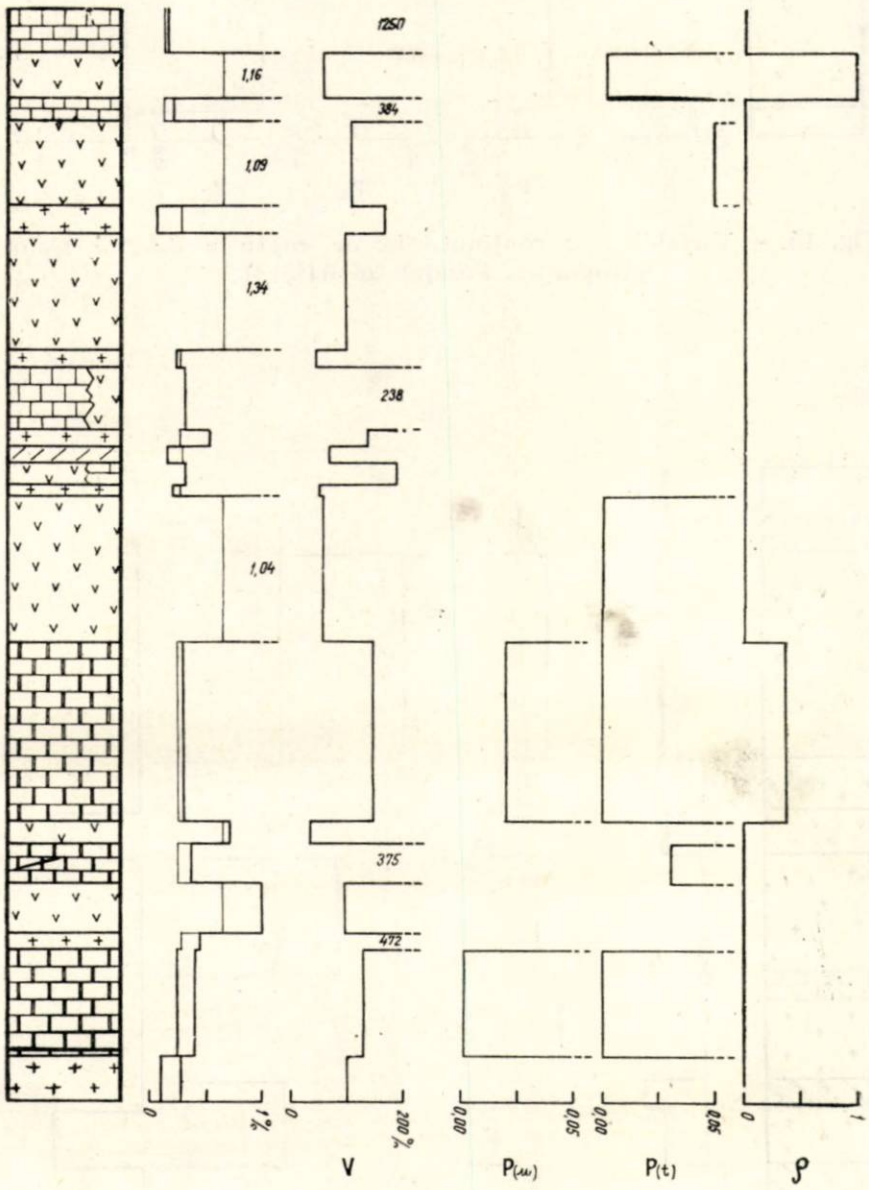


Fig. 14. — Variabilitatea conţinuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Forajul 30 510/362.

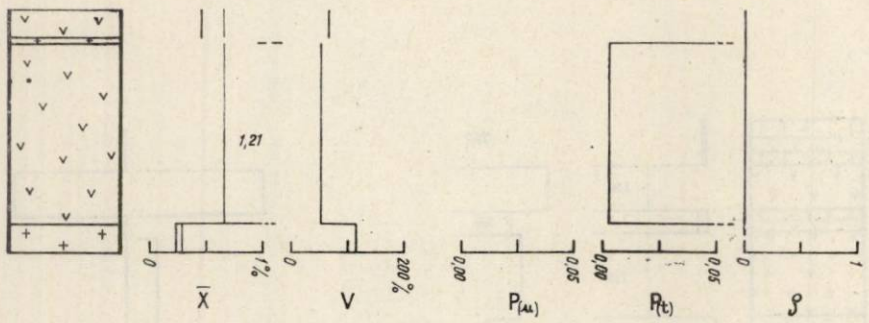


Fig. 15. — Variabilitatea conţinuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Forajul 26 648/181.

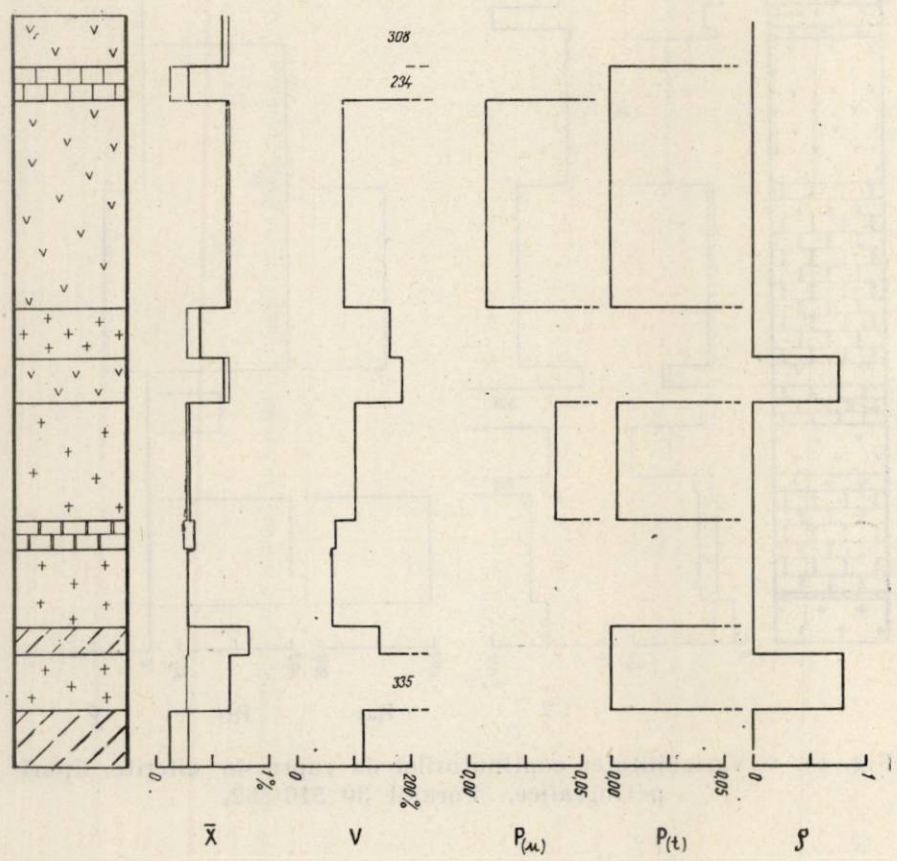


Fig. 16. — Variabilitatea conţinuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Forajul 26 616/185.

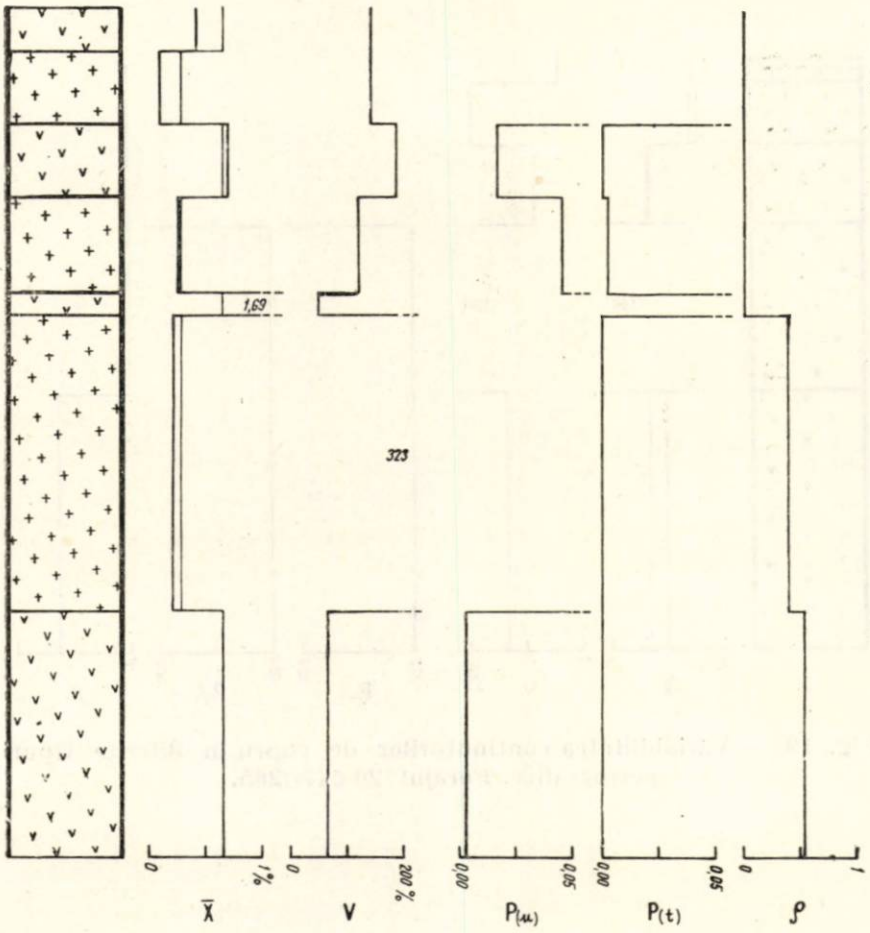


Fig. 17. — Variabilitatea conţinuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Forajul 26 638/264.

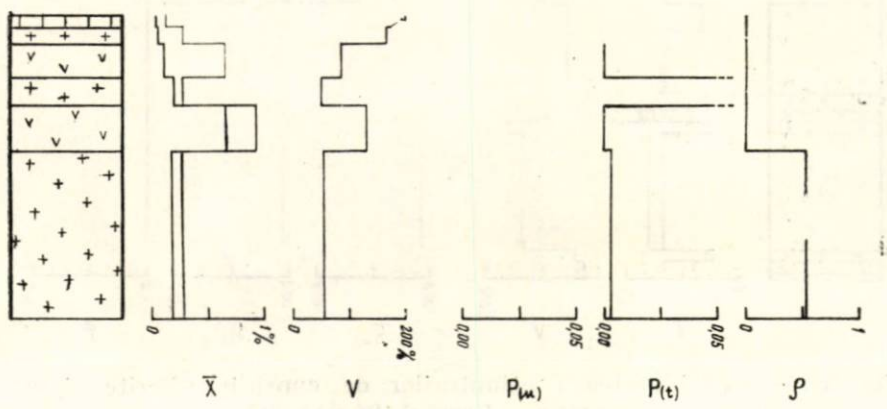


Fig. 18. — Variabilitatea conţinuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Forajul 26 674/307.

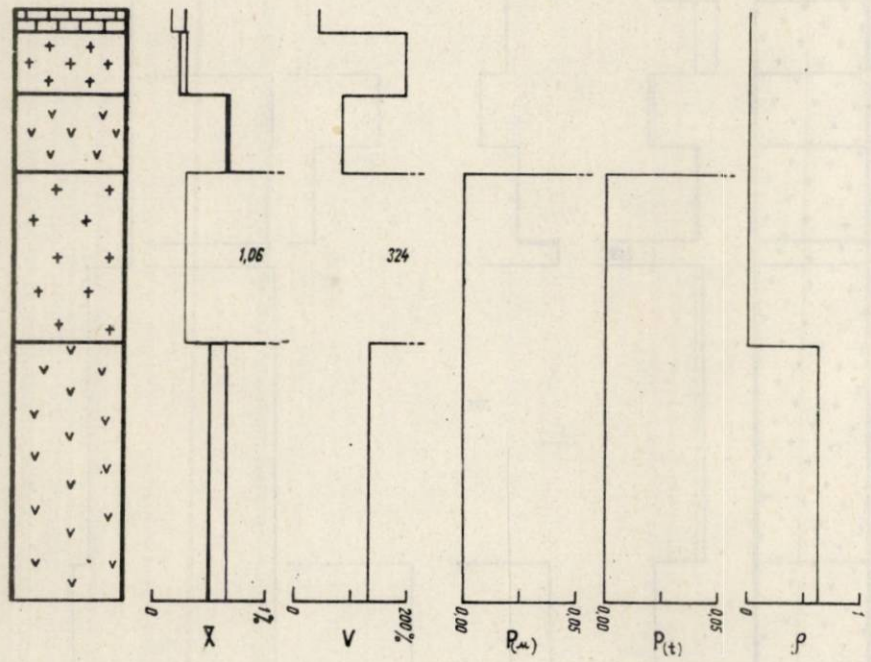


Fig. 19. — Variabilitatea conţinuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Forajul 26 647//265.

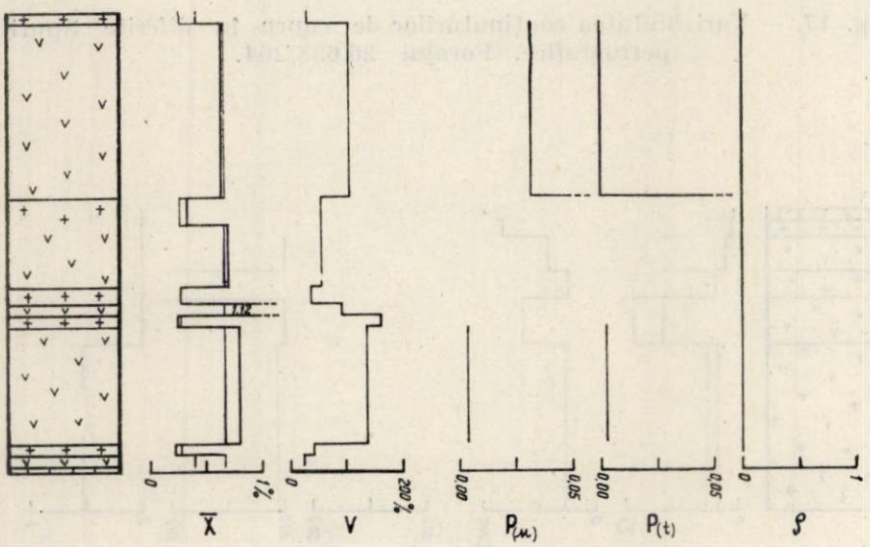


Fig. 20. — Variabilitatea conţinuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Forajul 26 644/227.

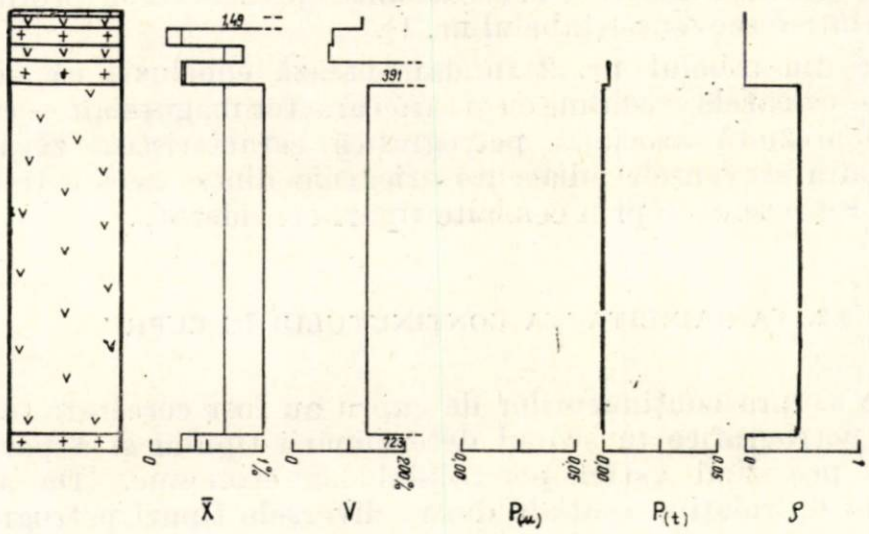


Fig. 21. — Variabilitatea conţinuturilor de cupru în diferite tipuri petrografice. Forajul 26 635/219.

Valorile frecvenței de asociere a diferitelor tipuri petrografice sînt figurate în tabelul nr. 2. Examinarea lor arată că, de exemplu, skarnele (tipul petrografic notat cu I) apar în 75,2% din cazuri asociate cu banatite, în 17,1% cu calcare cristaline, în 4,4% cu calcare cristaline magneziene, în 0,8% cu corneene cu biotit și intercalații banatitice și în 1,7% cu endoskarne. Discordanțele aparente, de felul următor : 75,2% din secvențele adiacente skarnelor sînt de banatite, cum s-a stabilit cînd tipul petrografic curent a fost considerat skarnele, față de situația că 80,4% din secvențele adiacente banatitelor sînt de skarne, rezultată în cazul în care tipul petrografic curent a fost declarat banatitele, se explică atît prin variația numărului de secvențe ale tipului petrografic curent, și deci a numărului total de secvențe ale tipurilor învecinate, cît și prin faptul că la extremitățile profilelor se plasează în mod diferit un tip petrografic față de celălalt (în cazul discutat — skarnele față de banatite).

În tabelul nr. 2 nu figurează frecvențele de asociere a șase dintre tipurile petrografice, deoarece acestea sînt reprezentate în profilele cercetate doar printr-o secvență (tabelul nr. 1).

Datele din tabelul nr. 2 fundamentează concluzia că skarnele — banatitele — calcarele cristaline cu și fără caracter magnezian — corneenele cu biotit reprezintă asociația petrografică caracteristică zăcămîntului. Peste 90% din secvențele adiacente oricăruia dintre aceste tipuri petrografice sînt reprezentate prin celelalte tipuri considerate.

3.2. VARIABILITATEA CONȚINUTULUI ÎN CUPRU

Datele asupra conținuturilor de cupru au fost cercetate în legătură cu tipurile petrografice în scopul determinării tipului și a parametrilor distribuției, precizînd astfel potențialul lor economic. De asemenea, ținînd seama de relațiile spațiale dintre diversele tipuri petrografice, s-a urmărit propagarea proceselor metalogenetice prin cercetarea atît a corelației dintre conținuturile de cupru ale rocilor asociate, cît și a eterogenității geochimice în cuprinsul profilelor.

3.2.1. TIPUL DE DISTRIBUȚIE A CUPRULUI

Histogramele distribuției conținuturilor de cupru, considerate în valori logaritmice, evidențiază unele abateri însemnate de la alura în clopot, proprie distribuției lognormale, pentru mare parte dintre tipurile petrografice (planșa I). Testarea cantitativă prin metoda momentelor (asimetrie și exces) a arătat că, într-adevăr, numai cîteva tipuri petrografice, dintre cele cu slabă dezvoltare, au distribuția cuprului lognormală (tabelul nr. 3).

Potrivit modelului geochimic al lognormalității, în corespondență cu legea efectului proporțional care generează această distribuție (V. Ianovici, D. Zorilescu și Al. Dimitriu, 1969), înseamnă că aceste abateri argumentează asupra tezei că mineralizația este reprezentată prin mai multe minerale purtătoare de cupru sau cel

Tabelul nr. 2

Frecvența de asociere a tipurilor petrografice în zăcământ și variabilitatea reciprocă a Cu% (conținutul mediu $\bar{x}$ și coeficientul de variație V) în cadrul aceluiași tip petrografic față de tipurile petrografice învecinate

Nr. crt.	Tipurile petrografice învecinate											n	Coeficientul acordului U	χ^2_n	ν	$\chi^2_{0,05;\nu}$
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI					
												Conținutul mediu $\bar{x}$				
I		75,2	17,1	4,4	0,8	0,8					1,7	52	0,42	70,94	3	7,8
II	80,4		3,7	4,8	0,9	6,5	0,9	1,9		0,9		47	0,24	35,37	3	7,8
III	83,3	16,7										6	0,55	18,13	6	12,6
IV	45,4	45,4							9,2			5	0,20	2,79	7	14,1
VI	11,1	77,8							11,1			4	0,34	11,00	9	16,9
												coeficientul de variație V				
I												52	0,01	1,77	3	7,8
II												47	0,02	5,58	3	7,8
III												6	1,55	11,75	6	12,6
IV												5	0,33	13,43	7	14,1
VI												4	0,33	15,00	9	16,9

Notă explicativă

I – skarne
II – banatite
III – calcare cristaline
IV – calcare cristaline magneziene
V – corneene cu biotit și intercalații banatitice
VI – corneene cu biotit
VII – skarne cu calcare cristaline
VIII – calcare cristaline cu skarne
IX – banatite silicifiate
X – cuarțite
XI – endoskarne
$\overline{|U|}$ – semnificativ

Tabelul nr. 3

Testarea lognormalității distribuției cuprului în ansamblul zăcămîntului și în principalele tipuri petrografice

Tipul petrografic	n	H_0 = d. lgn. $\left\lvert \frac{\bar{\gamma}_1}{\sigma_{\bar{\gamma}_1}} \right\rvert$	$\left\lvert \frac{\bar{\gamma}_2}{\sigma_{\bar{\gamma}_2}} \right\rvert$
Zăcămîntul în ansamblu	2486	10,40	4,10
Skarne	1023	10,50	14,11
Banatite	894	9,87	6,06
Calcare cristaline	220	3,12	1,35
Calcare cristaline magneziene	147	2,85	1,30
Corneene cu biotit și intercalații banatitice	89	0,70	1,69
Corneene cu biotit	38	0,95	0,86
Skarne cu calcare	34	1,89	1,51

duțin printr-un mineral de mai multe generații. Datele mineralogice arată că, pe drept, mineralele cu conținut în cupru sînt în număr de două (calcopirită și pirită cupriferă), care, de altfel, ar putea fi de mai multe generații.

Pe de altă parte, cercetarea distribuției conținuturilor de cupru în cadrul unor secvențe ale principalelor tipuri petrografice a arătat că poate să varieze caracterul distribuției de la o secvență la alta a aceluiași tip petrografic, prezentînd uneori lognormalitate, alteori normalitate (cazul skarnelor și al banatitelor, tabelul nr. 4). Aceste rezultate pun în discuție dezvoltarea întîmplătoare a celor două minerale, și anume: în unele spații restrînse poate fi prezent numai unul dintre minerale (cazu-

Tabelul nr. 4

Testarea lognormalității distribuției cuprului în diferite secvențe ale tipurilor petrografice principale

Tipul petrografic	Localizare	n	H_0 = d. lgn. H_0 = d. n.(*) $\left\lvert \frac{\bar{\gamma}_1}{\sigma_{\bar{\gamma}_1}} \right\rvert$	$\left\lvert \frac{\bar{\gamma}_2}{\sigma_{\bar{\gamma}_2}} \right\rvert$
Skarne	forajul 26 673/222	31	2,69	1,03
Skarne	forajul 26 685/315	36	1,18	0,23
Skarne	forajul 26 638/264	44	1,50*	1,17*
Banatite	forajul 26 641/265	30	1,34*	0,77*
Banatite	forajul 30 598/572	36	1,34	2,38
Banatite	,, ,,	44	1,49*	0,59*
Banatite	orizontul ± 0 profilul 2	52	1,67	1,54
Skarne cu calcare cristaline	orizontul ± 0 profilul 6	29	0,42	1,14
Calcare cristaline	orizontul + 44 profilul 3	40	0,40	1,39
Calcare cristaline	orizontul −59 profilul 5	44	0,70	1,26

rile cu lognormalitate), iar în altele, ambele minerale, eventual de diverse generații, avînd grade de dezvoltare apropiate (cazurile de normalitate).

Prin extinderea cercetării distribuției cuprului la toate secvențele petrografice din foraje și lucrări miniere, la care să fie asociate datele mineralogice asupra mineralizației, ar fi posibil să se descifreze acest caracter aparent întîmplător al dezvoltării calcopiritei și piritei cuprifere în relație cu căile de circulație ale soluțiilor hidrotermale. Deocamdată, se poate reține concluzia că mineralele cu conținut în cupru au o dezvoltare neuniformă în zăcămînt. Ea se reflectă, de altfel, și în abaterea de la lognormalitate a distribuției cuprului în ansamblul zăcămîntului (tabelul nr. 3), ca și în caracterul unimodal al distribuției asimetrice a cuprului în principalele tipuri petrografice, cum a rezultat prin testarea lor cu ajutorul funcțiilor lui Goldin.

3.2.2. MEDIA ȘI DISPERSIA CUPRULUI

S-a apreciat că o interpretare mai amplă asupra stabilității conținuturilor medii de la un tip petrografic la altul permite utilizarea coeficientului de variație V decît a dispersiei σ_x^2. De aceea, s-a preferat de regulă să figurăm valorile coeficientului V în locul dispersiei.

În vederea obținerii unei cunoașteri aprofundate a repartiției cuprului în cuprinsul zăcămîntului, s-a calculat conținutul mediu și coeficientul de variație pentru fiecare secvență a tipurilor petrografice (în total 159 de secvențe) și, în final, pentru fiecare tip petrografic raportat la întreg zăcămîntul. În tabelul nr. 1 și în figurile 2—21 sînt prezentate toate aceste valori.

Pentru a se evidenția mai ușor fluctuațiile conținuturilor medii în cadrul aceluiași tip petrografic, s-a reprezentat grafic atît conținutul mediu al fiecărei secvențe ($\bar{x}$), cît și al tipului petrografic respectiv pe întreg zăcămîntul, adică media generală a cuprului în roca considerată ($\bar{\bar{x}}$). Cei doi parametri se disting prin grosimea liniilor (liniile relativ subțiri corespund mediilor generale).

Se remarcă cele mai ridicate conținuturi ($\bar{\bar{x}} = 0{,}66$ Cu %), avînd totodată și cea mai pronunțată stabilitate (V = 118), în cazul skarnelor. De altfel, destul de frecvent se întîlnesc secvențe de skarne cu conținuturi medii mult mai mari, a căror reprezentare grafică nici n-a fost posibilă, notîndu-le prin cifre (fig. 5, 6, 8 etc.). Conținuturi relativ mari ($\bar{\bar{x}} \sim 0{,}28$ Cu %), cu o stabilitate apropiată între ele ($V \sim 200$), prezintă mineralizația din banatite, calcare cristaline magneziene și corneene cu biotit. Spre deosebire de aceste roci, cuarțitele și endoskarnele au mineralizația foarte săracă și extrem de diseminată ($\bar{\bar{x}} < 0{,}15$ Cu %, $V > 350$).

Concludem că, în afară de atenția ce se acordă exploatării mineralizației din skarne, ar fi util să se procedeze și la valorificarea mineralizației din banatite, mai ales că ele sînt larg dezvoltate, după cum și a calcarelor cristaline magneziene și a corneenelor cu biotit. Susținem propunerea avînd în vedere și faptul că valorificarea în cazul rocilor menționate nu ar necesita cheltuieli miniere suplimentare deoarece ele apar în majoritatea cazurilor (90%) în asociație fie cu skarnele, fie cu banatitele (tabelul nr. 2).

3.2.3. CORELAȚIA DINTRE CONȚINUTURILE DE CUPRU ȘI TIPURILE PETROGRAFICE

Colectivitatea secvențelor fiecărui tip petrografic, avînd stabilită media conținuturilor în cupru, precum și tipurile petrografice adiacente (în culcuș și coperiș) cu mediile respective au fost ordonate crescător în privința conținutului mediu de cupru.

S-a declarat tipul petrografic pentru care se face ordonarea conținuturilor medii de cupru drept tip petrografic curent, iar tipurile petrografice, ale căror secvențe sînt adiacente acestuia, tipuri petrografice asociate. În acest fel au fost constituite serii de secvențe ale tipurilor petrografice avînd configurația : X — Y — Z, în care Y reprezintă, în aceeași serie, un anumit tip petrografic (tipul petrografic curent), pe cînd X și Z secvențele a diferite tipuri petrografice (tipurile petrografice asociate).

Se observă că obținerea acestor serii este identică cu cazul determinării frecvenței de asociere a tipurilor petrografice (capitolul 3.1), avînd deosebirea că problema urmărită de data aceasta o constituie corelația dintre conținuturile medii de cupru

$$\bar{x}_i\,(X),\quad \bar{x}_i\,(Y),\quad \bar{x}_i\,(Z)$$

unde $i = 1,2, \ldots n$,
n fiind numărul total de termeni ai unei colectivități tridimensionale.

Utilizarea metodei acordului pentru evaluarea intensității corelației între cele trei șiruri de medii constituite pentru fiecare tip petrografic curent, definind un sistem, a arătat că variația conținutului de cupru în cadrul skarnelor, banatitelor sau a calcarelor cristaline este corelată cu conținuturile de cupru în tipurile petrografice asociate (tabelul nr. 2). De altfel, aceste trei roci constituie asociația petrografică caracteristică zăcămîntului (cap. 3.1), dovedind că procesele de mineralizare au avut mare amploare îndeosebi la contactul imediat al banatitelor.

Cercetarea a fost extinsă la coeficienții de variație (în locul conținuturilor medii s-au luat coeficienții de variație, colectivitățile fiind constituite în același mod), în scopul de a preciza dacă se paralelizează stabilitatea conținuturilor medii în rocile asociate. Se remarcă (tabelul nr. 2) o lipsă de armonie în modul în care se schimbă, în rocile asociate, stabilitatea conținutului mediu, pe care o punem în legătură cu desfășurarea spațială în mod neuniform a proceselor metalogenetice, specifică hidrotermalismului.

3.2.4. VARIAȚIA DIRECȚIONALĂ A CUPRULUI

Variația conținutului de cupru de-a lungul profilelor poate să fie nesemnificativă, în sensul că ea reprezintă fluctuații întîmplătoare în jurul unei anumite valori a conținutului de cupru sau, dimpotrivă, să crească, eventual să descrească sistematic cu oarecare abateri (cazurile cele mai simple), manifestînd astfel o anumită tendință pe direcție. Acest aspect a fost cercetat prin o serie de metode (descrise în cap. 2) în toate cele 20 de profile luate în studiu (fig. 2—21).

Variația conținutului de cupru în cadrul profilelor poate să fie examinată, de asemenea, în sensul de a grupa probele avînd conținuturi echivalente, adică de a determina microzonalitatea geochimică a profilelor. Aceasta constituie un aspect al problemei eterogenității obiectelor geologice, al cărui model statistic și algoritm a fost elaborat în ultimul timp (D. A. Rodionov, 1968).

3.2.4.1. *Tendința direcțională*

Examinarea valorilor estimatorilor $P_{(u)}$, $P_{(t)}$ și ρ, redate grafic pentru fiecare secvență a tuturor tipurilor petrografice întîlnite în zăcămînt (fig. 2—21), arată că cel mai frecvent manifestă tendință conținutul de cupru din banatite (66% din cazuri, adică din secvențe), din skarne (57%) și din calcare cristaline (47%). Procentele au fost stabilite cu privire la estimația tendinței prin metoda punctelor de întoarcere, care ar fi mai precisă decît celelalte metode. Oricum, în ceea ce privește banatitele și skarnele, atît metoda seriilor, cît și a punctelor de întoarcere indică simultan prezența tendinței pentru aproape jumătate din cazuri.

Aceste date vin în sprijinul concepției că procesele metalogenetice s-au dezvoltat cu precădere la contactul intruziunilor banatitice, de unde ele s-au propagat radial, scăzînd cu distanța. De altfel, în aproape30% din secvențele skarnelor și banatitelor, tendința are caracter liniar, corelația rangurilor după Spearman luînd valori semnificative.

3.2.4.2. *Eterogenitatea*

Eterogenitatea variației cuprului a fost urmărită în două profile (fig. 22 și 23), din care ultimul traversează numai o secvență de skarne. În acest scop a fost utilizată funcția V (T_s, T_k), a căror valori sînt figurate în tabelele 5, respectiv 6 și 7.

În cazul profilului în skarne, prin cercetarea eterogenității conținuturilor de cupru se observă o tendință evidentă de micșorare liniară a conținuturilor, de la $\bar{x} = 1{,}99\%$ Cu în partea superioară a secvenței, la 0,98% în partea mediană și 0,49% în partea inferioară (fig. 23 *a*, tabelul nr. 9).

Pe de altă parte, cercetarea eterogenității mineralizației din același profil, prin luarea în considerare atît a conținuturilor de cupru, cît și de fier și sulf, a arătat că la partea sa inferioară se evidențiază o porțiune bogată în mineralizație, comparabilă cu mineralizația de la partea superioară, pe care o atribuim existenței unei fisuri prin care au circulat soluțiile hidrotermale (fig. 23 *b*, tabelul nr. 10).

Prin extinderea cercetării eterogenității conținutului de cupru în cadrul unui profil care traversează variate tipuri petrografice (fig.22) s-au evidențiat mai multe microzone omogene geochimic, din care acelea cu conținuturi ridicate (avînd numerele de ordine 5, 11, 14 și 2, 12, 16) se separă, în general, fie în skarne și banatite, fie de o parte și de alta a contactului cu banatitele (tabelul nr. 8).

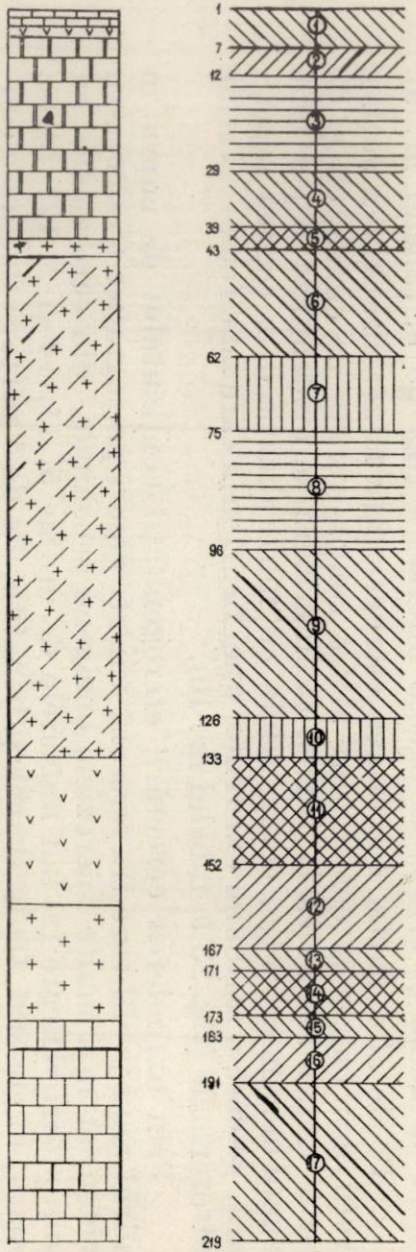


Fig. 22. — Profil geochimic de cupru (Foraj 30 585/598).

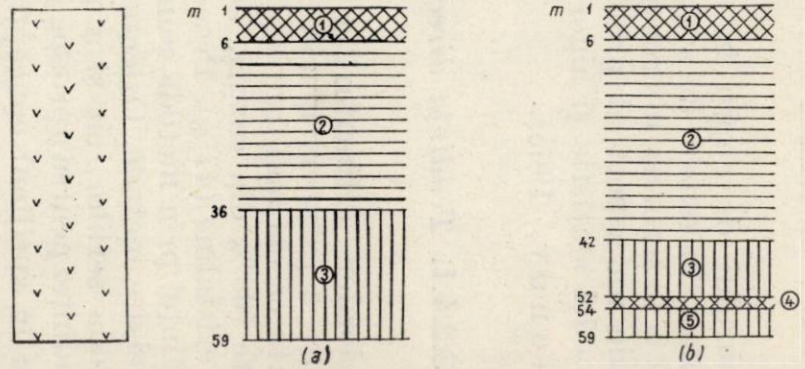


Fig. 23. — Profile geochimice de cupru (a) și de cupru, fier și sulf (b) (secvență din forajul 26 635/219).

Tabelul nr. 5

Valorile V (T_s, T_k) privind compararea sectoarelor omogene ale profilului geochimic de cupru redat în figura 22

(Krit. $\varkappa^2_{0,05;1} = 3,84$)

	II	III	IV	V
I	45,36	59,65	59,47	24,85
II		27,43	17,42	34,77
III			18,50	97,91
IV				79,06

Tabelul nr. 6

Valorile V (T_s, T_k) privind compararea sectoarelor omogene ale profilului geochimic de cupru (Krit. $\varkappa^2_{0,05;1} = 3,84$) redat în figura 23 a

	II	III
I	9,92	17,23
II	—	11,34

Tabelul nr. 7

Valorile V(T_s, T_k) privind compararea sectoarelor omogene ale profilului geochimic de cupru, fier și sulf (Krit. $\varkappa^2_{0,05;3} = 7,81$) redat în figura 23 b

	II	III
I	28,03	46,20
II	—	38,26

Tabelul nr. 8

Parametrii statistici ai conținuturilor în Cu% în sectoarele omogene ale profilului geochimic redat în figura 22

Porțiunile de profil omogene geochimic		N	Cu %		
			$\bar{x}$	$S_{\bar{x}}$	V
I	3, 8	38	0,08	0,04	50
II	7, 10	20	0,29	0,07	24
III	5, 11, 14	31	0,50	0,11	22
IV	2, 12, 16	28	0,38	0,06	16
V	1, 4, 6, 9, 13, 15, 17	102	0,16	0,08	50

Tabelul nr. 9

Parametrii statistici ai conținuturilor în Cu%, în sectoarele omogene ale profilului geochimic redat în figura 23b

Porțiunile de profil omogene geochimic		N	Cu %		
			$\bar{x}$	$S_{\bar{x}}$	V
I	1	6	1,99	0,91	46
II	2	30	0,98	0,54	55
III	3	23	0,49	0,34	69

Tabelul nr. 10

Parametrii statistici ai conținuturilor în Cu%, Fe% și S% în sectoarele omogene ale profilului geochimic redat în figura 23b

Porțiunile de profil omogene geochimic		N	Cu %			Fe %			S %		
			$\bar{x}$	$S_{\bar{x}}$	V	$\bar{x}$	$S_{\bar{x}}$	V	$\bar{x}$	$S_{\bar{x}}$	V
I	1,4	8	1,79	0,88	49	31,75	4,51	14	19,82	3,84	19
II	2	36	0,93	0,52	56	24,56	6,33	26	12,00	5,98	50
III	3,5	15	0,33	0,20	61	15,76	2,88	18	7,93	5,19	65

Tabelul nr. 11

Evaluarea autocovarianței prin metodele seriilor, a punctului de întoarcere și corelației rangurilor pentru cazul redat în figura 1

Cu %		Cu %		
0,39	+	0,08	−	
0,25	+	0,18	−	
0,19		0,21	+	mediana = 0,19
0,21	+	0,11	−	n_1 (+) = 12
0,20	+	0,09	−	n_2 (−) = 10
0,22	+	0,06	−	N = 24
0,20	+	0,13	−	u = 8
0,38	+	0,22	+	t_i = 7
0,21	+	0,12	−	$P_{(u)}$ = 0,00004
0,19		0,11	−	$P_{(t)}$ = 0,0004
0,52	+			ρ = 0,63
0,15	−			
0,20	+			
0,17	−			

Notă: Funcțiile folosite:

$P_{(u)}$ – metoda seriilor

$P_{(t)}$ – metoda punctelor de întoarcere

ρ – corelația rangurilor

4. CONCLUZII

a) Tipurile petrografice predominante în cadrul zăcămîntului sînt reprezentate prin skarne, banatite și calcare cristaline, ele constituind peste 90% din totalitatea rocilor; aceste roci definesc asociația petrografică caracteristică zăcămîntului.

Conținuturile cele mai ridicate de cupru sînt legate de skarne, banatite și uneori de calcare cristaline, îndeosebi magneziene.

Toate aceste rezultate demonstrează că în circuitul valorificării pot fi introduse, în afară de skarne — principalele roci gazdă ale mineralizației —, și alte roci asociate, cu conținuturi bogate în cupru, cum sînt banatitele. De asemenea, considerăm util de a se acorda o mai mare atenție cercetării calcarelor cristaline magneziene care, în unele situații, pot prezenta concentrații de cupru de interes industrial (de ex. la contactul cu banatitele mineralizate).

b) Conținuturile de cupru sînt date atît de calcopirită, cît și de pirită. Ambele minerale concură la caracterul cuprifer al mineralizației, așa cum rezultă din particularitățile distribuției statistice a cuprului, care se abate de la lognormalitate atît pe ansamblul zăcămîntului, cît și de la o secvență la alta a aceluiași tip petrografic.

c) Procesele metalogenetice au avut o dezvoltare neuniformă, caracteristică proceselor hidrotermale, evidențiind uneori în mod pregnant propagarea lor radială de la contactul banatitelor.

VARIABILITY OF MINERALIZATION AND OF PETROGRAPHIC TYPES IN THE MOLDOVA NOUĂ DEPOSIT (SUVOROV – VALEA MARE – VARAD AREA)

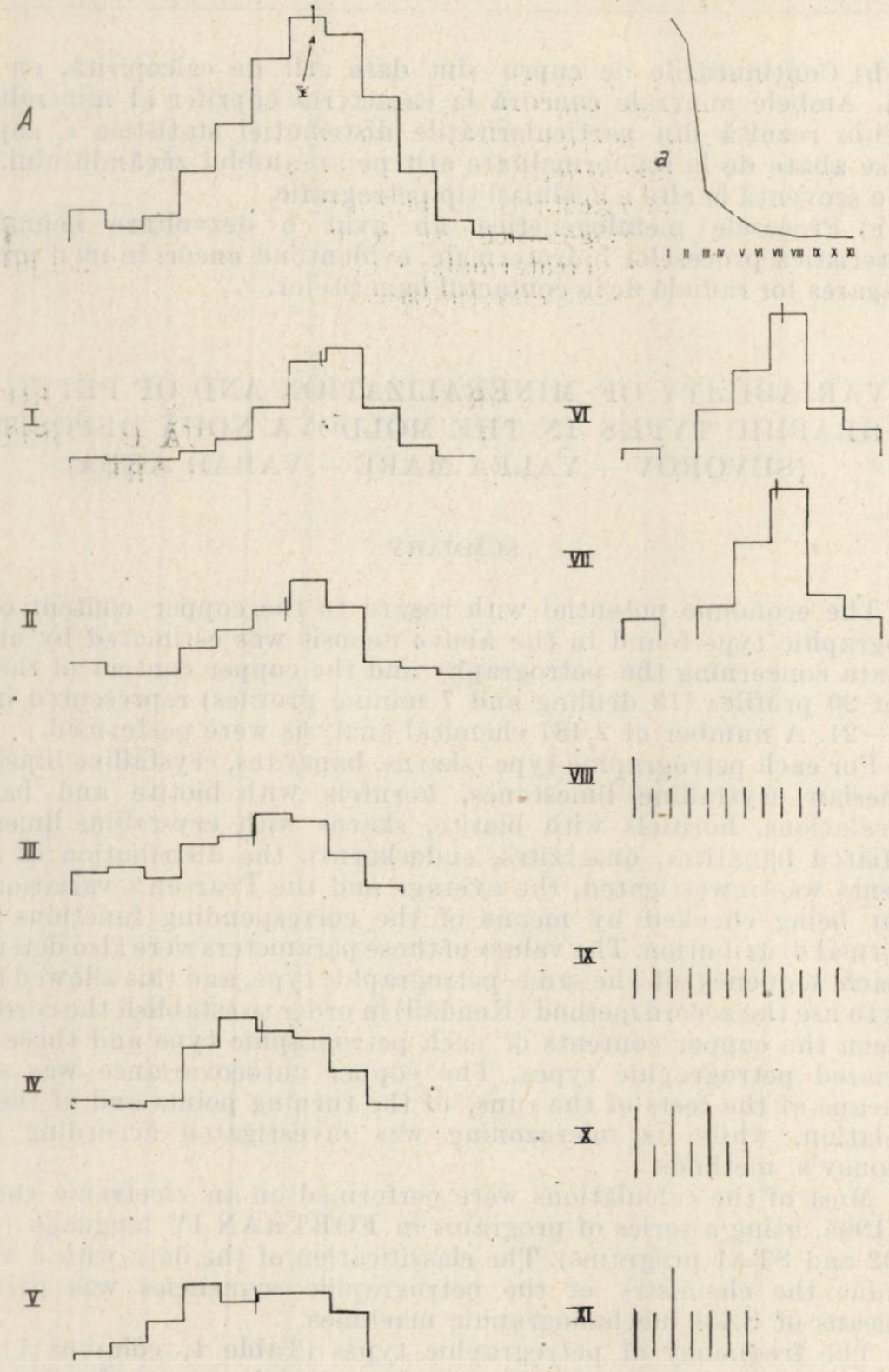
SUMMARY

The economic potential with regard to the copper content of each petrographic type found in the above deposit was estimated by utilizing the data concerning the petrography and the copper content of the rocks out of 20 profiles (13 drilling and 7 mining profiles) represented in figures 2—21. A number of 2,487 chemical analysis were performed.

For each petrographic type (skarns, banatites, crystalline limestones, magnesian crystalline limestones, hornfels with biotite and banatitic intercalations, hornfels with biotite, skarns with crystalline limestones, silicifiated banatites, quartzites, endoskarns), the distribution of copper contents was inwestigated, the average and the Pearson's variation coefficient being checked by means of the corresponding functions of the lognormal distribution. The values of these parameters were also determined for each sequency of the same petrographic type, and this allowed the authors to use the accord method (Kendall) in order to establish the correlation between the copper contents of each petrographic type and those of the associated petrographic types. The copper autocovariance was studied by means of the tests of the runs, of the turning points and of the ranks correlation, while its microzoning was investigated according to the Rodionov's methods.

Most of the calculations were performed on an electronic computer ICL 1905, using a series of programs in FORTRAN IV language (GEO1, GEO2 and STA1 programs). The classification of the data with a view to examine the chemistry of the petrographic sequencies was performed by means of SAM mechanographic machines.

The frequency of petrographic types (Table 1, columns 1 and 2, and drawing board I – detail a) points out the most of petrographic types in this deposit are skarns (43%), banatites (36,4%), and crystalline limestones with or without magnezian character (14,8%); less frequent are the hornfels with biotite (5,1%) and especially the quartzites and endoskarns, which totalize together a frequency of 0.7%. The associating frequency of the different petrographic types, established by estimating the number of the sequencies in which each petrographic type appears as neighboring a given petrographic type (Table 2, columns 1—13), shows



I SKARNE
II BANATITE
III CALCARE CRISTALINE
IV CALCARE CRISTALINE MAGNEZIENE
V CORNEENE CU BIOTIT ŞI INTERCALAŢII BANATITICE
VI CORNEENE CU BIOTIT
VII SKARNE CU CALCARE CRISTALINE
VIII CALCARE CRISTALINE CU SKARNE
IX BANATITE SILICIFIATE
X CUARŢITE
XI ENDOSKARNE

PLANŞA I. Distribuţia statistică a cuprului (log Cu) în zăcămînt (A) şi în principalele tipuri petrografice (I, II, ...XI).

a, Frecvenţa relativă a tipurilor petrografice în zăcămînt.

that the characteristic petrographic association of the deposit is defined by the skarns—banatites — crystalline limestones. The relations between the development of the different petrographic types reflect the fact that the predominant metallogenic processes have been contact metasomatic processes.

The examination of copper contents distribution throughout the deposit as a whole, as well as in the different petrographic types, indicates a series of deviations from the lognormality (Table 3). As a matter of fact is was ascertained that the distribution type varies from a sequency to another in the same petrographic type (Table 4). The deviations from lognormality support the thesis according to which the mineralization is represented by several minerals with copper contents (chalcopyrites and cupriferous pyrites) which could belong to several generations. The variation of the distribution type brings forward the aleatory development of both minerals, namely: in some restricted spaces, i.e. in petrographic sequencies, but one of the minerals could be present (the cases with lognormality), while in other spaces both minerals of different generations could be developped (the cases with normality).

The average value and the Pearson variability coefficient of the copper content, calculated for each petrographic type considered in the deposit as a whole, $\bar{\bar{x}}$ and $V_{\bar{\bar{x}}}$ (Table 1, columns 3 and 4), and in different sequencies of the same petrographic type, $\bar{x}$ and $V_{\bar{x}}$ (Figs. 2—21), make evident that skarns present the highest copper contents ($\bar{\bar{x}} = 0.66$ Cu %) having meanwhile the highest stability as well ($V_{\bar{\bar{x}}} = 118$). These are followed by the mineralization of banatites, magnezian crystalline limestones and hornfels with biotite ($\bar{\bar{x}} \sim 0.28$ Cu %, $V_{\bar{\bar{x}}} \sim 200$). In contrast with these rocks, the quartzites and the endoskarns have a poor and extremely disseminated mineralization ($\bar{\bar{x}} < 0.15$, $V_{\bar{\bar{x}}} > 350$). On the other hand, an investigation by means of the accord method showed that in frame of skarns, banatites and crystalline limestones the copper contents of these petrographic types are correlated with the copper contents of the associated petrographic types (Table 2, columns 14—17), which ascertains that the mineralization processes had a particular extent expecially at the direct contact with banatites.

All these results point out that, besides the skarns which are the principal parent rocks of the mineralization, other associated rocks with rich copper contents, as banatites, can also be introduced in the industrial circuit. We consider it would be useful to give more attention to the investigation of the magnezian crystalline limestones, which in certain conditions may present copper concentrations of industrial interest (for instance at their contact with mineralized banatites).

The study of the copper directional variation concerning both the autocovariance (tests of the runs, of the turning points and of the ranks correlation) (Figs. 1—21), as well as of the microzoning (Rodionov's methods) (Figs. 22, 23 and Tables 5—10) bed to the conclusion that the metallogenic processes had a non-uniform development, which is characteristic for hydrothermal processes, sometimes making obvious in a striking manner their radial spreading from the banatite s contact.

BIBLIOGRAFIE

CODARCEA AL. (1931), *Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocșa Montană (jud. Caraș — Banat)*, An. Inst. geol., **XV**.

DIXON W. J., MASSEY F. J. (1957), *Introduction to statistical analysis*, Mc. Graw— Hill, New York.

GHEORGHIȚĂ IOANA (1969), *Anhidritizarea, stadiu de transformare în cadrul activității hidrotermale, legată de rocile banatitice din regiunea Moldova Nouă*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **14**, *2*.

GIUȘCĂ D., CIOFLICĂ GR., SAVU H. (1966), *Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice*, An. Inst. geol., **XXXV**.

IANOVICI V., DIMITRIU AL. (1965), *Legi de distribuție a concentrației elementelor chimice în roci carbonatice*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *1*.

IANOVICI V., DIMITRIU AL., PIEPTEA V. (1969), *Etude des caractéristiques chimico-minéralogiques quantitatives des minéralisations du gisement de Moldova Nouă (secteur de Terezia — Covacia) et des roches environnantes*, Rev. roum. géol., **13**, *13*, 153—173.

IANOVICI V., ZORILESCU D., DIMITRIU AL. (1969), *Repartiția lognormală în geologie*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **14**, *1*, 41—61.

KENDALL M. G. (1948), *The advanced theory of statistics*, **I**. Griffin a. Co., Londra.

MILLER R. L., KAHN J. S. (1962), *Statistical analysis in the geological sciences*, J. Wiley a. Sons, New York.

RODIONOV D. A. (1968), *Statisticeskie metodi razgranicenia gheologhiceskih obiektov po kompleksu priznakov*, Moscova.

ȘARAPOV I. P. (1968), *Utilizarea statisticii matematice în geologie*, Edit. tehnică, București.

Primit în redacție la 4 noiembrie 1970

Academia Republicii Socialiste România
Institutul geologic

CONTRIBUȚII LA STUDIUL GEOCHIMIC AL BLENDELOR ȘI GALENELOR DIN ZĂCĂMINTELE POLIMETALICE ALPINE DIN ROMÂNIA

DE

D. GIUȘCĂ și ERNESTINA VOLANSCHI

55 (05)

Blenda a constituit un obiect preferat al cercetărilor geochimice datorită răspîndirii sale și numărului ridicat de elemente pe care le poate conține. Din aceste cercetări se desprind cîteva concluzii generale.

În rețeaua blendei pot fi reținute Fe, Mn, Cd, Ge, In, Ga, Co, Ni, Tl, Hg, precum și mici cantități de Ag și Pb. Conținuturile mai ridicate de Ag, Pb sau prezența Sn, Bi, Sb, As sînt legate de impuritățile de galenă sau sulfosăruri. Concentrația elementelor minore și în urme nu depinde de temperatură, deoarece se găsește departe de limita de saturație. În genere, nu există corelație între aceste componente. Conținutul lor depinde în principal de concentrația soluțiilor mineralizante în timpul depunerii blendei și în unele cazuri permite stabilirea unei zonalități în cuprinsul zăcămîntului, datorită modificării treptate a chimismului fluidelor. Distribuția elementelor are un caracter lognormal.

Galena conține un număr mai redus de elemente; argintul și metaloizii Te, As, Sb, Bi sînt cele mai răspîndite și caracteristice. Argintul este reținut în parte sub formă de sulfosăruri care se evidențiază la concentrații ridicate ca incluziuni microscopice.

Ținînd seama de aceste rezultate de bază, cercetările recente urmăresc îndeosebi caracterizarea zăcămintelor polimetalice prin studiul compoziției blendei și mineralelor asociate, menit să reliefeze particularitățile geochimice ale fiecărui zăcămînt, precum și unele caractere ale provinciilor metalogenetice.

Cu datele analitice obținute între anii 1962 și 1966 de unul din autori (E r n e s t i n a V o l a n s c h i), încercăm o primă discuție asupra zăcămintelor alpine din țară. Materialul analizat provine din zăcămintele neogene de la Tarna Mare, Capnic și Rodna Veche, zăcămintele laramice

S. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 1 p. 39–54, București, 1971

de la Ruschiţa şi Moldova Nouă şi din zăcămîntul de la Nimaia, pe valea Băiţei, asociat eruptivului ofiolitic. Dintre aceste, zăcămintele de la Rodna Veche, Ruschiţa şi Moldova Nouă au caracter metasomatic, celelalte fiind filoniene.

I. BLENDE

Cristalele de blendă au fost selecţionate sub lupa binoculară, iar puritatea a fost controlată microscopic şi prin determinarea plumbului. Tehnica de lucru a fost schiţată într-o lucrare anterioară (D. Giuşcă şi Ernestina Volanschi, 1968).

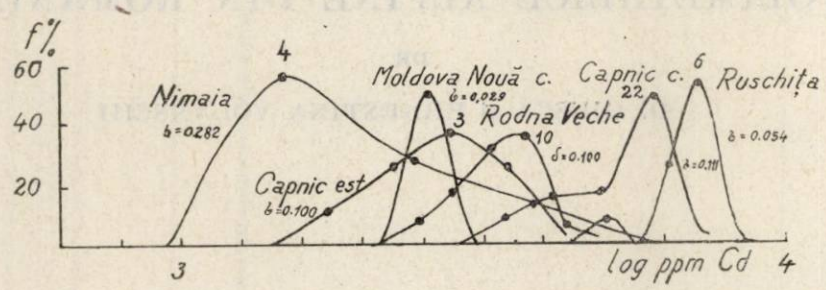


Fig. 1. — Curbele de frecvenţă ale conţinuturilor cadmiului în blende.

Tarna Mare. Filonul principal de la Tarna Mare este localizat în andezite cu amfibol şi piroxen panoniene şi în sedimentele panoniene intercalate între acestea. Probele provin din galeria superioară şi din unul din forajele de explorare, pe o distanţă verticală de aproape 400 m. Parageneza cuprinde pirită, blendă, wurtzit, galenă, marcasit, oligist, tetraedrit, calcopirită, cuarţ şi calcit. În adîncime, wurtzitul şi marcasita scad pînă la dispariţie, crescînd conţinutul în calcopirită şi carbonaţi.

Blenda este neagră şi lipsită de Co, Sn, In, Ge, Bi şi Sb. Conţinutul în fier este de 8—9% şi atinge uneori 17%. Cd şi Mn arată o dispersie accentuată, fără a fi determinată de o variaţie sistematică pe verticală. O tendinţă de variaţie este pusă în evidenţă în mod net de conţinutul în galiu:

40 m	40 ppm Ga
— 20 m	30 ppm
—108 m	18 ppm
—274 m	16 ppm
—387 m	10 ppm

Filonul principal de la Turţ, în vecinătate, arată caractere similare; conţinuturile în Cd şi Mn sînt însă sensibil mai reduse.

Capnic. Zăcămîntul principal de la Capnic cuprinde un grup de 12 filoane paralele, echidistante, de dezvoltare comparabilă, cu direcţia NNE—SSV, dispuse pe o distanţă de 2,5 km. Aceste filoane se găsesc în lave andezitice panoniene şi în subasementul lor sarmaţian. Spre est, la distanţă de peste 2 km de ultimul filon, se individualizează un al doilea grup de filoane paralele, avînd direcţia N45°E. Mineralizaţia are caracter

polimetalic, observîndu-se o creştere netă a participării cuprului în adîncime. Ganga este variată, cuprinzînd, între altele, cuarţ, calcit, rodocrozit şi rodonit.

În grupul principal, filoanele sînt cunoscute pe o înălţime de peste 300 m, dar probele au fost recoltate pe distanţă verticală de numai 150 m de la orizontul inferior. În aceste limite nu au fost variaţii sistematice în compoziţia blendei. Filoanele din grupul estic sînt deschise la nivel mai ridicat.

Blenda recoltată în filonul Ramura vest conţine mici cantităţi de indiu, cea din filoanele Kelemen, Gheorghe, Sfinţi mici cantităţi de galiu, iar cea din filonul Iosif ambele elemente.

	$\bar{x}$ ppm In	$\bar{x}$ ppm Ga
Fil. Ramura vest	5	—
Kelemen	—	42
Gheorghe	—	42
Sfinţi	—	65
Iosif	23	27

Diferenţierea geochimică a filoanelor se manifestă bine şi în diagrama de frecvenţă a galiului care acuză trei maxime. Primul corespunde grupului de filoane Gavra şi Cristofor, cu conţinuturi sub 10 ppm, cel de al doilea cu valoarea 28 ppm filoanelor Iosif, Gheorghe şi Sfinţi, pentru care s-au construit diagramele corespunzătoare de frecvenţă (fig. 2).

Toate blendele din grupul central de filoane sînt lipsite de Co, Bi, Sb şi As, unele din aceste elemente fiind întîlnite sporadic la limita de detecţie. În grupul estic, jumătate din probe conţin pînă la 30 ppm Sn şi uneori urme de cobalt.

Datorită imposibilităţii de a sesiza o variaţie sistematică a Cd, Mn şi Fe în grupul central de filoane, s-a considerat că alcătuiesc o singură populaţie, net deosebită de aceea din grupul estic, unde conţinutul în Cd este mai mic, iar cel de Fe mai ridicat. Pentru o valoare medie practic egală, Mn acuză în grupul central o dispersie extremă.

Şi în diagrama de frecvenţă a fierului în grupul central se desenează două maxime, arătînd şi pentru acest element o diferenţiere a blendelor ce nu poate fi sesizată la prima vedere. De asemenea, asimetria curbei cadmiului ar reflecta discret mici deosebiri în populaţiile filoanelor.

În ambele grupe de filoane, dispersia importantă a conţinuturilor ar putea fi datorită, în parte, existenţei mai multor generaţii de blende, problemă care nu a fost urmărită.

Rodna Veche. *Zăcămîntul* de la Rodna Veche este alcătuit din nouă lentile de minereu localizate în calcare cristaline şi în brecii de explozie cu blocuri de calcare cristaline şi de andezite. Mineralizaţia este preponderent piritoasă sau polimetalică. Probele analizate provin din puncte dispuse pe distanţă verticală de 250 m.

Blenda are culoare neagră; conţinutul în fier este cuprins între 10,9 şi 15,4%, media fiind 12,2%. Conţinutul în mangan este ridicat ($\bar{x}$ = 3 262 ppm) şi arată fluctuaţii mari, datorite posibil modificării

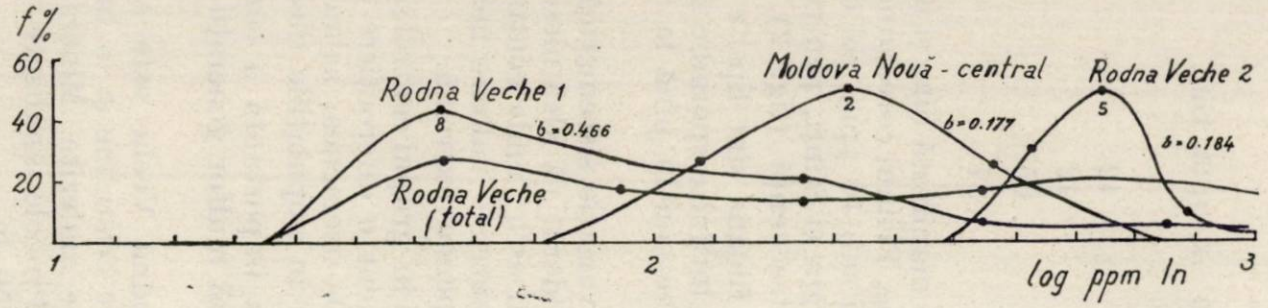


Fig. 2. — Curbele de frecvență ale conținuturilor galiului în blende.

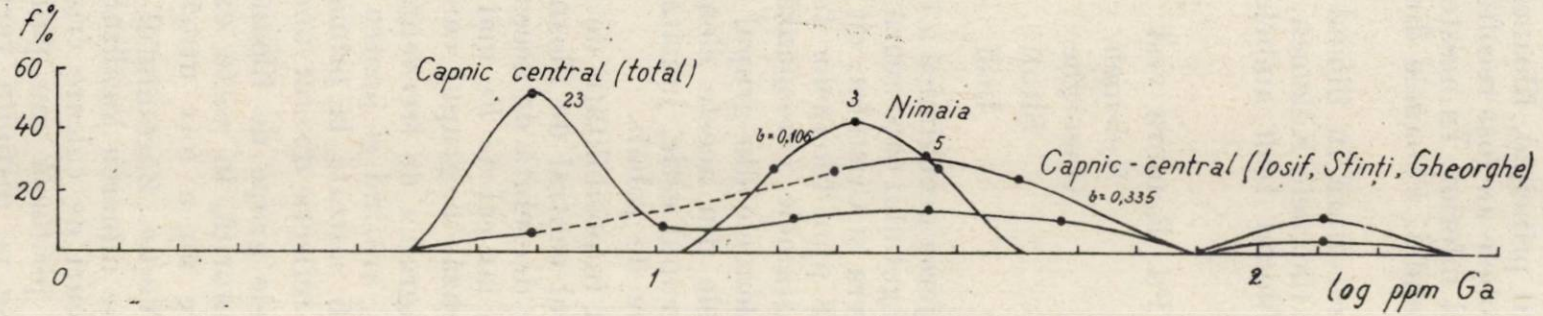


Fig. 3. — Curbele de frecvență ale conținuturilor indiului în blende.

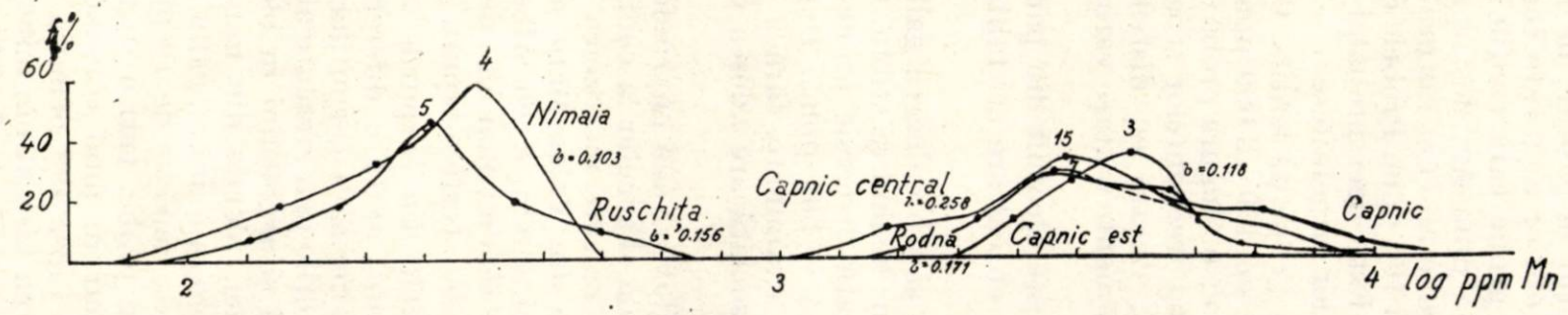


Fig. 4. — Curbele de frecvenţă ale conţinuturilor manganului în blende.

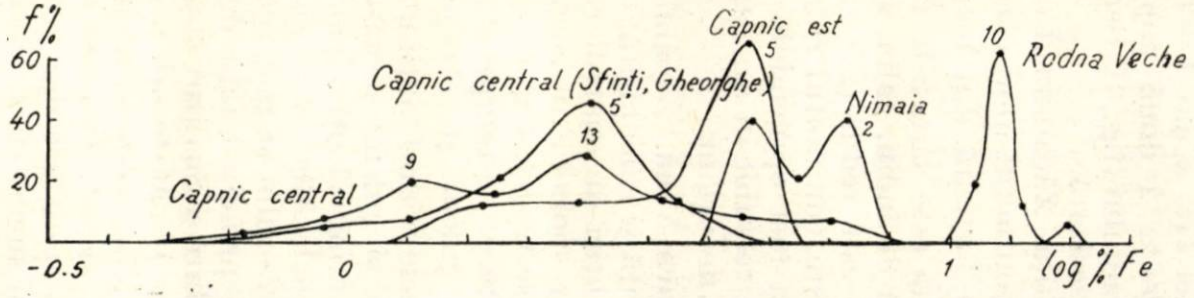


Fig. 5. — Curbele de frecvenţă ale conţinuturilor fierului în blende.

conținutului soluțiilor în contact cu calcarele cristaline. Cadmiul arată, de asemenea, o gamă largă de conținut, dar fluctuațiile în jurul valorii medii de 3 443 ppm sînt mai reduse. Cobaltul se găsește, de regulă, sub limita de detecție; un sfert din numărul probelor analizate conțin cobalt la limita de detecție. Cu excepția a patru probe care conțin între 70 și 210 ppm Ag, restul probelor au cel mult 25 ppm Ag, deși conținutul în Pb poate depăși 1%. Un număr redus de probe au conținuturi detectabile de Sn sau Bi; în trei cazuri s-a determinat Bi 100 ppm. Probele cu conținut ridicat în Ag au de asemenea Bi sau Sn. Este deci probabil ca valorile crescute în Ag să fie datorite sulfosărurilor argentifere.

Conținutul în In diferențiază net două grupe de lentile. Cele situate la nivel inferior (lent. 0, I, II, III) au blende cu 400—2 000 ppm In. Celelalte, situate mai sus, conțin sub 200 ppm In; o singură probă, în vecinătatea lentilei III, a dat 1 000 ppm In. Curba frecvențelor scoate bine în relief existența a două populații distincte, fiecare cu distribuție bine definită a indiului (fig. 3). Pentru celelalte elemente o atare variație zonală nu a fost sesizată.

Ruschița. Zăcămîntul de la Ruschiță este alcătuit din patru volburi situate la contactul unui corp granodioritic cu calcare cristaline. Mineralizația este formată din blendă și galenă.

Blenda este săracă în fier ($\bar{x} = 1{,}2\%$) și are culoarea galben-brună. Este lipsită de indiu, galiu, staniu, germaniu, bismut și stibiu. Conținutul în mangan este redus ($\bar{x} = 266$ ppm) și arată dispersie pronunțată. Remarcabil este conținutul ridicat în cobalt ($\bar{x} = 564$ ppm). Impurificarea cu plumb a fost apreciabilă în exemplarele examinate, fără a rezulta un conținut detectabil în argint, deși galena asociată are adesea o cantitate însemnată de argint.

Moldova Nouă. Zăcămîntul de la Moldova Nouă cuprinde mineralizații de pirită și calcopirită, asociate de regulă skarnelor la contactul unor corpuri subțiri de cuarțdiorite porfirice cu calcare mezozoice. Blenda și galena apar sporadic în corpurile principale din Valea Mare și Suvarov, dar se găsesc frecvent în corpurile de la Florimunda, Apele Albe și Băeșu, unde caracterul de temperatură scăzută este reliefat mai ales de filonașele cu blendă, galenă și tetraedrit ce brăzdează aceste corpuri.

Puținele valori obținute pentru blendele din corpurile nordice, în care blenda și galena se găsesc mai abundent, arată o diferențiere netă față de zăcămîntul principal și o poziție periferică a corpurilor din valea Băieșu și Apele Albe. Aceasta rezultă din valorile mai crescute ale indiului, cobaltului, fierului și mai scăzută a galiului și argintului în blendele din zăcămîntul principal față de celelalte. Astfel, blenda din mineralizațiile din Valea Mare și Suvarov conțin între 53 și 340 ppm indiu, galiu maximum 29 ppm, dar jumătate din probe sub limita de detecție de 10 ppm, cobalt pînă la 43 ppm, nedetectat într-o treime din probe. Într-o singură probă s-a întîlnit argint. Probele nu au stibiu, dar în mod constant bismut, depășind în jumătate din probe 1 000 ppm. Lipsa sau penuria plumbului și argintului sugerează impurificarea blendei cu bismutină, mineral întîlnit în aceste parageneze. Fierul se găsește în proporție de 7—8%, manganul nu depășește 4 000 ppm, iar cadmiul se menține, de asemenea, cu conținuturi sub 3 000 ppm, la valori diferite de celelalte blende.

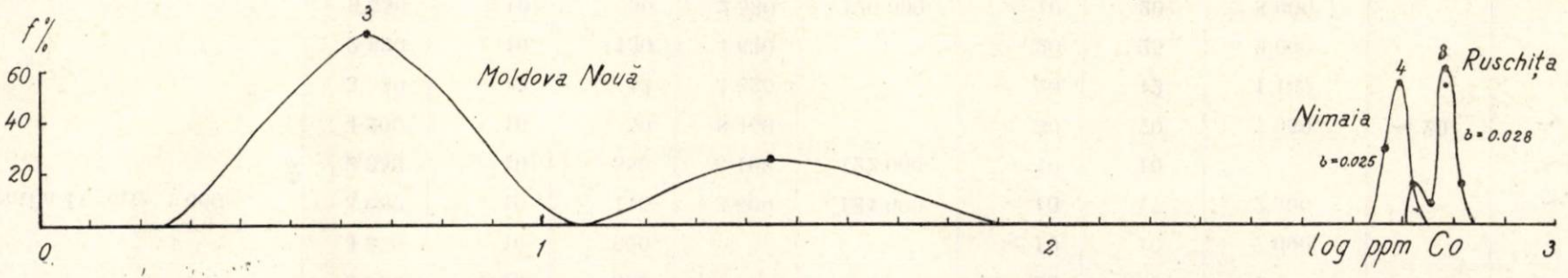


Fig. 6. — Curbele de frecvență ale conținuturilor cobaltului în blende.

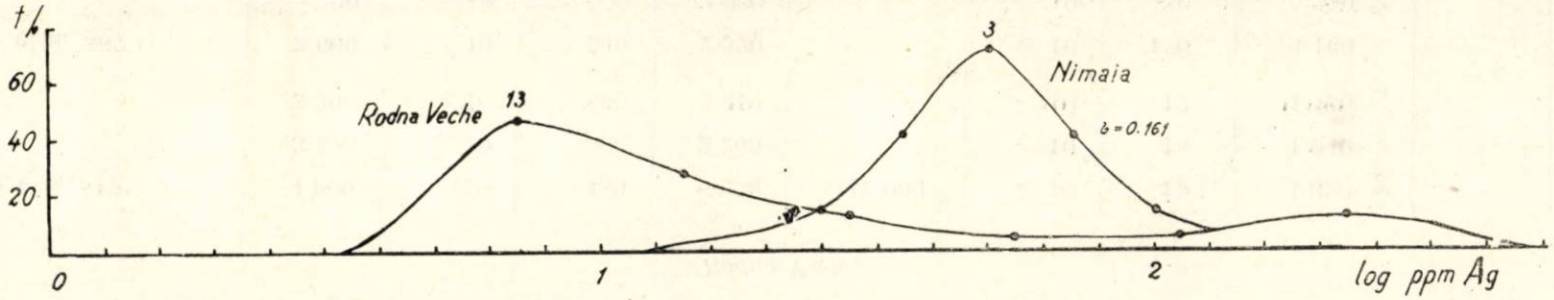


Fig. 7. — Curbele de frecvență ale conținuturilor argintului în blende.

Tabelul nr. 1

Conținutul elementelor asociate în blendă în ppm

	Cd	Ga	In	Mn	Fe	Co	Ag	Pb	Sn	Bi
	Rodna Veche									
Lentila 0, oriz. 819	4 900	< 10	480	6 250	115 000	< 10	15	1 320		
	3 450	< 10	500	2 260		< 10	18	1 940		
	3 300	< 10	665	3 210		< 10	12	1 490		
Lentila I, oriz. 887	3 600	< 10	540	2 520		< 10	170	4 160		~ 2000
	3 700	< 10	550	2 030		< 10	80	5 290		~ 20
oriz. 947	2 500	< 10	400	3 100	115 000	< 10	25	6 500	~ 50	~ 200
	2 600	< 10	2 100	2 650	122 000	< 11	10			
Lentila II A, oriz. 1 000	3 400	< 10	400	3 400	117 000	< 10	10	210		
	3 860	< 10	550			20	< 6			
	3 570	< 10	600			< 10	10	7 000		
Lentila IV, oriz. 1 000	3 080	< 10	115	3 600	124 000	< 10	17	2 300		~ 50
	2 950	< 10	350	3 100	122 000	< 10	10			~ 50
	4 200	< 10	50	8 460		50	70	7 950	~ 20	~ 20
	3 320	< 10	43	4 320		20	12	1 100		
	2 820	< 10	130	4 640		20	25	9 000		
	3 650	< 10	50	2 530	120 000	< 10	20	8 000		
Lentila V, oriz. 1 000 m	2 820	< 10	130	4 640		20	25	9 000		
oriz. 1 054 m	4 440	< 10	1 000	1 500	122 000	< 10	170	6 000		~ 2 000
	3 560	< 10	200		127 000	< 10	10	5 000		
	3 350	< 10	210	4 550		< 10	10	9 300		

Lentila VI, oriz. 1 054 m	3 550	< 10	32	2 900	114 000	< 10	10			
	3 500	< 10	38	3 100	120 000	< 10	< 6	4 400		
Lentila VII, oriz. 1 000 m	3 000	< 10	50	2 200	128 000	< 10	10	5 850		~ 50
	3 500	< 10	66	3 550	122 000	< 10	< 6	10 000		
Lentila VIII, oriz. 1 054 m	3 200	< 10	118	5 200		20	< 6			
Lentila IX, oriz. 947 m	3 000	< 10	100	4 900		< 10	< 6	6 950		
oriz. 1 000 m	3 200	< 10	43	2 190	108 000	< 10	210	1 950	~ 50	
oriz. 1 054 m	3 800	< 10	80	3 220	112 000	< 10	15	> 10 000		
	3 650	< 10	40	3 200	154 000	< 10	16	> 10 000	~ 50	
Moldova Nouă										
Valea Mare, corp IV	2 670	< 10	264	2 950	68 000	6	< 6	80		
Foraj 21 350, 157 m	2 930	29	152		73 000	43	< 6	40		
Foraj 21 355, 146 m	2 600	22	340	2 870	91 000	6	< 6	100		~ 2 000
Foraj 26 608, 244 m	2 240	22	98	3 550	79 000	6	17	600		~ 3 000
Apele Albe, gal. II — 45 m	5 080	< 10	70	3 660			< 6	180		
gal. XVI	4 200	110	< 10	5 770			8	1 250		
	5 400	600	118	13 000			70	7 600		
gal. XV	5 000	62	590	6 900	21 000		83			
Nimaia										
Galeria IX	1 450	17	10	120	51 000	538	40	3 600		
	4 650	19	10	205	51 000	455	51	7 000		
	1 400	14	10	230		480	19	7 000		
Galeria X	1 250	28	10	275	51 000	515	53	10 000		
	1 950	34	10	310	60 000	515	94	2 000		
	1 950	20	10	350	69 000	475	45	900		
	1 300	19	10	365	70 000	500	38	1 250		

Blendele din corpurile nordice au conţinuturi de galiu ridicate, dar cobaltul sub limita de detecţie; manganul se menţine la valori de peste 4 000 ppm. Conţinutul în cadmiu este sensibil mai ridicat decît în blendele din zăcămîntul principal.

Nimaia. Filonul principal de la Nimaia este localizat în şisturi cristaline. Probele provin din două galerii cu diferenţă de nivel de numai 30 m. Mineralizaţia cuprinde blendă, galenă şi cuarţ.

Blenda este brună, lipsită de In, Sn, Bi şi Sb (sub limita de detecţie). Conţinutul în germaniu, dozat semicantitativ, este cuprins între 30—100 ppm. Conţinutul în argint oscilează între 19 şi 53 ppm; o singură probă a dat 94 ppm. Lipsa de corelare cu plumbul pledează pentru asocierea argintului în reţeaua blendei. Conţinutul în cobalt este ridicat ($\bar{x}$ = = 497 ppm), iar fluctuaţiile sale reduse. În mod constant această blendă conţine mici cantităţi de galiu ($\bar{x}$ = 22 ppm). Cadmiul ($\bar{x}$ = 1997) arată

Tabelul nr. 2

Mediile aritmetice ale conţinuturilor în blende, în ppm

	Cd	Ga	In	Mn	Fe	Co	Ag	Mn/Fe
Tarna Mare	3 306	22	< 10	3 306	115 000	< 10	~14	0,027
Turţ	1 300	20	< 10	1 960		< 10		
Capnic central	5 358	19	~7	4 349	23 000	< 10	17	0,188
Capnic est	2 645	< 10	20	4 162	40 000	< 10	9	0,104
Rodna Veche	3 428	< 15	332	3 577	121 000	~9	~34	0,029
— lentila IV—IX			678					
Ruşchiţa	6 854	< 15	< 10	266	12 000	564	<6	0,022
Moldova Nouă central	2 610	21	160	3 123	81 000	~14	~8	0 038
Moldova Nouă nord	4 700	327	44	8 090			~27	
Borod (haldă)	4 600	< 15	310	2 120	90 000		~50	0,023
Nimaia	1 997	22	< 10	308	60 000	497	48	0,051

oscilaţii largi de conţinut. Manganul se găseşte în concentraţie redusă ($\bar{x}$ = 308 ppm), iar dispersia sa accentuată ar putea reflecta variaţii pe verticală, dacă ţinem seama că şi conţinutul în fier manifestă o tendinţă similară de creştere în adîncime:

	$\bar{x}$ Mn ppm	$\bar{x}$ % Fe
galeria IX	208	5,1
galeria X	342	6,6

care se manifestă şi în curba de frecvenţă, la fier, prin două maxime, iar la mangan prin asimetria negativă a curbei.

II. GALENE

În probele de galenă selecţionate sub lupa binoculară au fost dozate Ag, Te, Sb şi Bi.

Tarna Mare. Probele colectate la Tarna Mare din carotele a două foraje arată deosebiri sensibile în ceea ce priveşte conţinutul în bismut:

10—20 ppm (269—375 m), respectiv 225—390 ppm (427—557 m), fapt ce reflectă un efect de adîncime.

Capnic. În complexul filonian central de la Capnic bismutul se ridică rareori peste 36 ppm. Într-un singur caz stibiul arată o valoare redusă; în general, conţinutul de stibiu oscilează între 200 şi 600 ppm, depăşind excepţional 1 000 ppm. Valorile excepţionale de Sb şi Bi nu sînt corelabile cu adîncimea. Populaţia obişnuită prezintă conţinuturi de 200—1 200 pentru argint, mai dense în intervalul 200—800 ppm. Pentru valorile excepţionale raportul Ag/Bi + Sb este de 1,3 sau 5.

Galena din filoanele de la Roata arată în ansamblu conţinuturi mai ridicate în Sb, cu valori de 6—7 pentru raportul Sb/Ag, ceea ce pledează pentru legarea sa îndeosebi sub formă de sulfosăruri de plumb. În aceste galene, telurul se situează la conţinuturi de 100—220 ppm, în timp ce la Bolduţ (Capnic central) sub limita de detecţie.

Rodna Veche. În zăcămîntul de la Rodna Veche telurul se găseşte în jumătate din probe în concentraţii apreciabile, pînă la 520 ppm; bismutul se ridică excepţional pînă la 1 600 ppm. Totuşi stibiul, în concentraţii cuprinse între 850 şi 211 ppm, rămîne în toate cazurile elementul dominant.

Ruschiţa. Rezultatele obţinute pentru galenele de la Ruschiţa au fost prezentate în altă lucrare (D. Giuşcă şi Ernestina Volanschi, 1968). Reţinem, din caracteristicile acestor galene, concentraţiile excepţionale frecvente în argint şi bismut; galenele corespunzătoare reprezintă o populaţie distinctă întîlnită la extremitatea lentilelor sau în zonele adînci ale zăcămîntului. Corelarea negativă între Sb şi Bi este foarte pronunţată; în domeniul concentraţiilor inferioare, pînă la 700 pmm, Bi + Sb arată distribuţie lognormală. Telurul este totdeauna prezent şi acuză un maxim de frecvenţă bine individualizat la 200 ppm.

Tabelul nr. 3

Conţinutul elementelor asociate în galenă, în ppm

	Ag	Sb	Bi	Te
		Rodna Veche		
Lentila IIIA, oriz. 1 000 m	590	850	52	< 100
Lentila V, oriz. 1 000 m	775	1 800	160	< 100
	925	2 100	700	115
Orizontul 1 054	200	1 220	1 600	< 100
Lentila VII, oriz. 1 000 m	700	1 220		< 100
Lentila IX, oriz. 1 000 m	560	870	43	240
Lentila IX, oriz. 1 054 m	860	2 000	27	120
	830	1 300	480	520
		Moldova Nouă		
Galeria II, Florimunda	1 620	661	1 820	~ 100
	1000	832	< 10	
Galeria V	1 630	3 470	< 10	
	3 720	2 460	8 320	
Galeria Băieşu	2 760	760	< 10	~100
Galeria XVI	800	1 870	< 10	
	560	1 180	< 10	

Tabelul nr. 4

Mediile aritmetice ale conținuturilor în galene, în ppm

	Ag	Sb	Bi	Te
Tarna Mare	527	542	153	< 100
		662	134	
Capnic central	700	1 261	52	< 100
Capnic est	699	1 261	52	140
Rodna Veche	680	1 420	383	149
Ruschița	804	103	1 308	177
Moldova Nouă		1 060		100

Moldova Nouă. Galenele de la Moldova Nouă reflectă și prin compoziția lor condiții de formare la temperatură scăzută prin predominanța stibiului, ceea ce le apropie de galenele din zăcămintele neogene. Această comportare contrastează cu aceea a galenelor din zăcămîntul de la Ruschița.

În zăcămintele studiate, unele elemente minore din blendă și galenă arată o variație sensibilă cu adîncimea, contribuind la caracterizarea zonalității pe verticală a mineralizației ; chiar cu puținele probe cercetate, zonalitatea se manifestă prin conținuturile în galiu la Tarna Mare, ale indiului la Rodna Veche, ale stibiului la Tarna Mare, ale fierului și manganului la Nimaia.

Diferențierea observată între filoanele zonei centrale de la Capnic ar putea fi datorită temperaturii de formare diferită a filoanelor Iosif, Sfinți și Gheorghe, pe de o parte, și Gavra-Cristofor, pe de alta.

Conținutul în fier și mangan caracterizează fiecare zăcămînt, fără semnificație la nivel provincial. Cadmiul și manganul manifestă oscilații importante fără legătură evidentă cu adîncimea sau cu parageneza chimică. Cobaltul este concentrat în blende sărace în mangan (Nimaia, Ruschița).

Între mineralizațiile laramice și cele neogene, chimismul blendelor și galenelor nu arată diferențe globale calitative.

În zăcămintele neogene, cobaltul din blende este în urme, sub limita de detecție, iar indiul atinge în unele corpuri concentrații remarcabile. În zăcămintele laramice și ofiolitice studiate conținuturi apreciabile de cobalt în blendă sînt caracteristice. Distribuția stibiului și bismutului în galenă este semnificativă. Stibiul predomină net în galenele din zăcămintele neogene, iar bismutul în cele din zăcămintele laramice ; participarea lor în aceeași proporție se observă în unele zăcăminte neogene, în parte ca efect al temperaturii mai ridicate în zonele inferioare.

Blendele filoanelor din Masivul Toroiaga (Livia Steclaci, 1962) se caracterizează prin conținuturi variabile de indiu, atingînd cîteva sute de părți la milion, sînt lipsite de cobalt și au $\bar{x}$ Cd 8 400 ppm, $\bar{x}$ Mn ~1 000 ppm. Galenele sînt sărace în telur (10 ppm) și au participare asemănătoare a Sb și Bi.

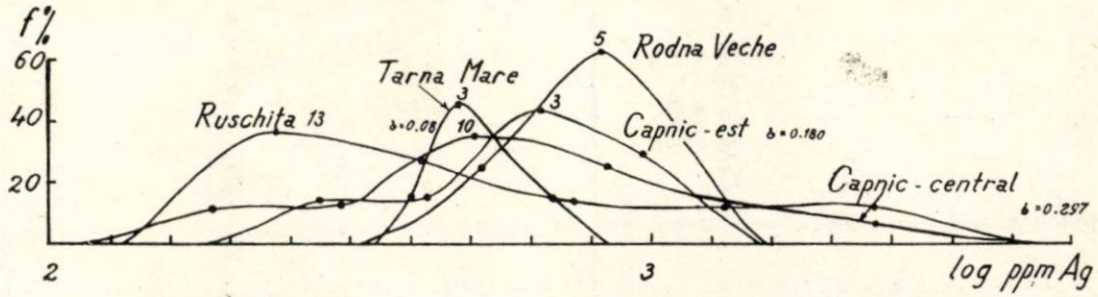


Fig. 8. — Curbele de frecvenţă ale conţinuturilor argintului în galene.

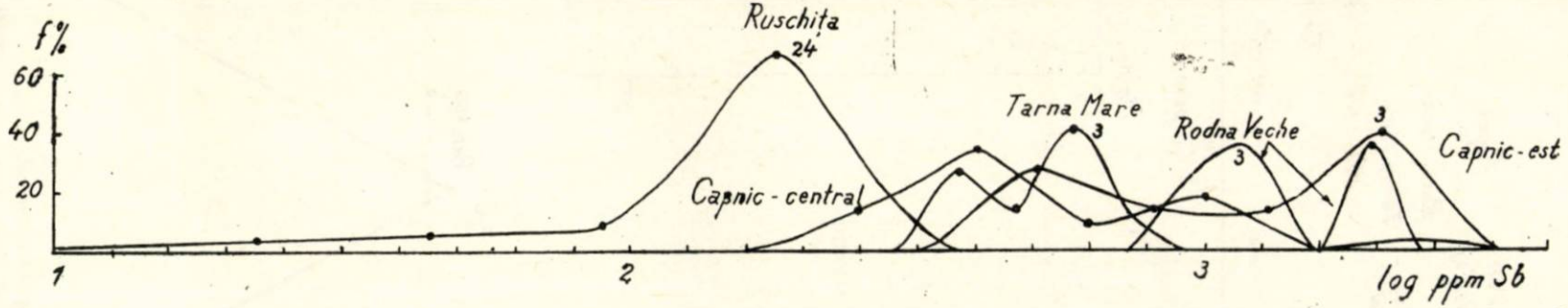


Fig. 9. — Curbele de frecvenţă ale conţinuturilor stibiului în galene.

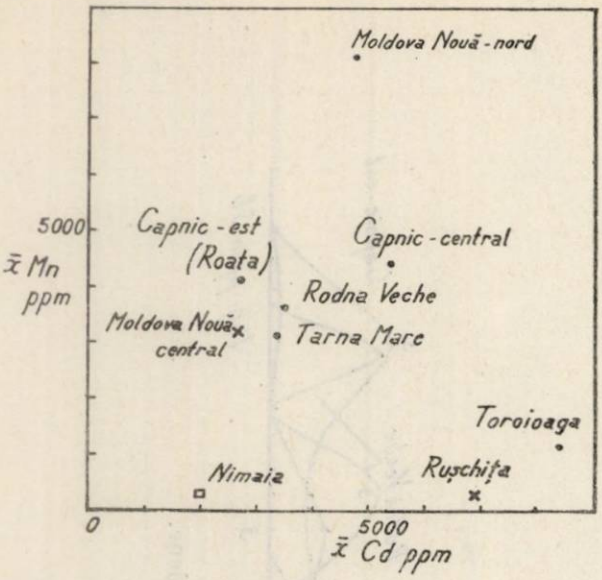


Fig. 10. — Diagrama $\bar{x}$Mn-$\bar{x}$Cd.

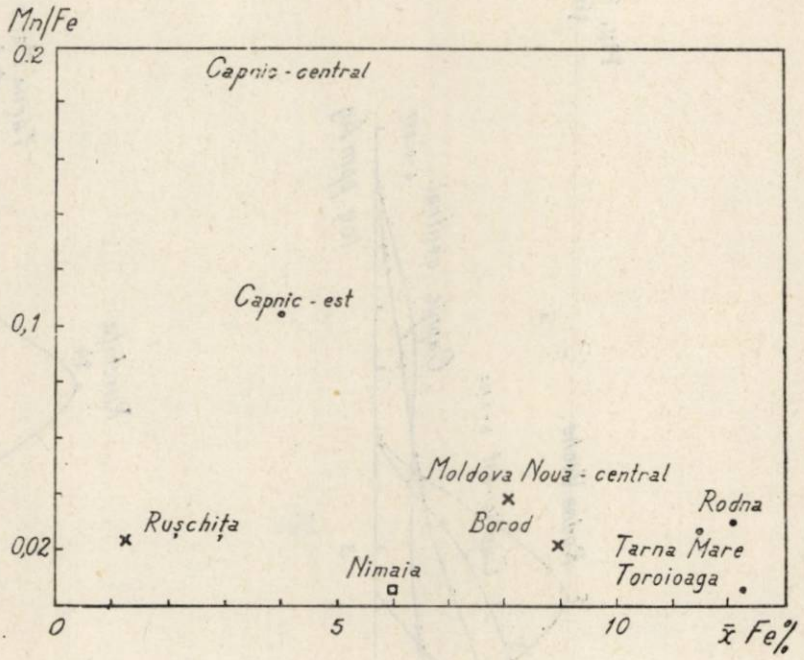


Fig. 11. — Diagrama Mn/ Fe-Fe.

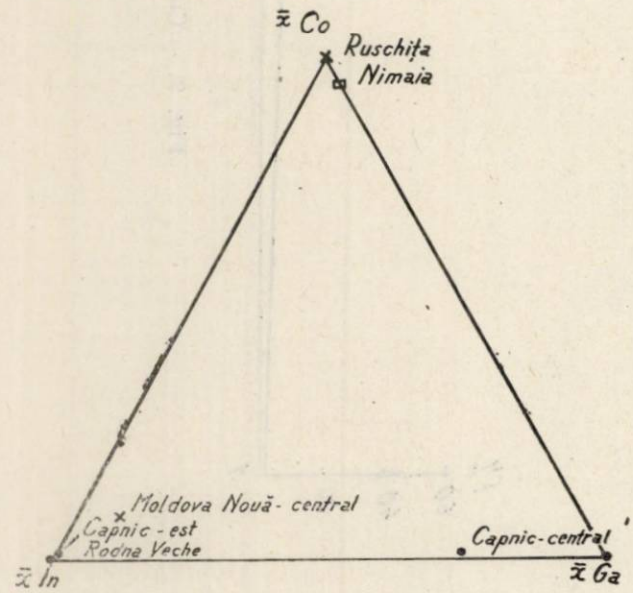


Fig. 12. — Diagrama Ga-In-Co.

Blendele filoanelor din Masivul Ţibleş (Victoria Stipol, 1962) conţin pînă la 50 ppm Co şi arată o largă dispersie a conţinutului în Cd; galenele studiate semicantitativ sînt caracterizate prin conţinut ridicat în argint şi predominanţa ocazională a bismutului asupra stibiului. Geochimic, aceste zăcăminte neogene formate în domeniul subvulcanic manifestă tendinţe de trecere spre chimismul mineralizaţiilor laramice.

Datele prezentate sugerează originea similară a magmelor neogene şi laramice, diferenţele cantitative observate fiind controlate de temperatura diferită de formare.

Individualizarea geochimică a zăcămintelor reiese clar îndeosebi în diagramele Mn—Cd, Mn/Fe—Fe, şi In—Ga—Co (fig. 10, 11, 12), construite cu valorile mediei aritmetice a conţinuturilor. Particularităţile geochimice ale fiecărei mineralizaţii sînt dependente de diferenţierea endogenă a soluţiilor hidrotermale şi numai în al doilea rînd de controlul temperaturii în coloana mineralizată.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE GÉOCHIMIQUE DES BLENDES ET DES GALÈNES PROVENANT DES GISEMENTS POLYMÉTALLIQUES ALPINS DE ROUMANIE

RÉSUMÉ

L'analyse spectrale des blendes provenant des gisements alpins de Roumanie (Tarna Mare, Capnic, Rodna Veche, Ruschiţa, Moldova Nouă et Nimaia) permet de préciser leur individualité géochimique grace aux courbes de fréquence du Cd, Ga, In, Mn, Fe, Co et Ag, ainsi qu'à leur séparation nette dans les diagrammes Cd—Mn, Mn/Fe—Fe et Ga—In—Co. Le dosage de l'argent, du Sb, Bi et Te dans les galènes des mêmes gisements met en relief le large spectrum de variation du rapport Sb/Bi. Le bismuth est prédominant dans les gisements laramiens et généralement subordonné dans les gisements neogènes; les minéralisations liés aux complexes sous-volcaniques neogènes accusent une position intermédiaire. Dans des cas particuliers on constate une variation systématique mettant en évidence un effet de profondeur (In, Ga, Bi).

La correspondance qualitative suggère une communauté d'origine des magmas laramiens et neogènes.

BIBLIOGRAFIE

Evrard P. (1945), *Minor elements in sphalerite from Belgium*, Econ. Geol., **XL**.

Fleischer M. (1955), *Minor elements in some sulphide minerals*, Econ. Geol. Fiftieth Anniv., **II**.

Frondel C., Jarrel R. F. (1942), *Spatial distribution of minor elements in single crystals*, Am. Min., *27*.

Fryklund V., Fletcher Janet (1956), *Geochemistry of sphalerite from the Star Mine*, Coeur d'Alène district, Idaho. Econ. Geol., **LI**.

Giuşcă D., Volanschi Ernestina (1968), *Contribuţii la studiul geochimic al zăcămîntului de sulfuri polimetalice de la Ruschiţa (Poiana Ruscăi)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **13**, *1*.

ROSE A. W. (1949), *Trace elements in sulphide minerals from the central district New Mexico and the Bingham district*, Utah.
STECLACI LIVIA (1962), *Studiul mineralogic și geochimic al regiunii Toroiaga — Baia Borșii*, Edit. Acad. R.P.R., București.
STIOPOL VICTORIA (1962), *Studiu mineralogic și geochimic al complexului filonian din Munții Țibleșului*, Edit. Acad. R.P.R., București.
STOIBER R. (1940), *Minor elements in sphalerite*, Econ. Geol., **XXXV**.
TAYLOR H. P. (1963), *Importance of chalcophile element abundances in determining the sequence of sulphide minerals deposition from monoascendent ore-forming solution. Problems of postmagmatic ore deposition*, Prague, **I**.
TAYLOR H. P. (1963), *Evolution of chemical composition of ore bearing solutions dependent on the same source. Problems of postmagmatic ore deposition*, Prague, **I**.
WARREN H., THOMPSON R. (1945), *Sphalerites from Western Canada*, Econ. Geol., **XL**.

Primit în redacție la 2 decembrie 1970

Academia Republicii Socialiste România
Institutul geologic

DISTRIBUȚIA Sc ÎN BIOTITELE DIN UNELE ȘISTURI CRISTALINE ȘI ROCI GRANITOIDE DIN MUNȚII SEMENIC (BANAT)

DE

H. SAVU, CONSTANȚA UDRESCU, VIORICA MÎNDROIU

55(05)

Scandiul este un element rar în scoarța pămîntului, a cărui geochimie a fost mai puțin cercetată pînă în prezent. D. M. S h a w (1964) a stabilit un conținut mediu de 15 ppm Sc în litosferă. În roci Sc^{3+} (0,81 Å) este admis de obicei în rețeaua mineralelor melanocrate, cum sînt biotitul, piroxenii, amfibolii, granații și olivina, unde înlocuiește prin diadochie Mg^{2+} (0,66 Å) și Fe^{2+} (0,74 Å) din grupa Y cu coordinația 6.

I. O f t e d a h l (1943), analizînd conținutul de Sc în biotitele din diferite roci, ajunge la concluzia că acesta poate fi utilizat ca termometru geologic, cu condiția ca el să fie singurul mineral feromagnezian prezent. Metoda nu a fost verificată experimental și, după cum arată A. A. P r i a t k i n (1964), ea rămîne pentru moment o metodă statistică.

În această lucrare vom prezenta observațiile noastre privind comportarea Sc în biotitele din unele șisturi cristaline și roci granitoide din provincia metamorfică prebaicaliană din Munții Semenicului, insistînd asupra factorilor care controlează distribuția sa și a posibilităților utilizării biotitului ca termometru geologic.

MODUL DE LUCRU

În scopul determinării conținutului de Sc în biotite, am colectat probe de roci cît mai proaspete, din care s-au ales la binocular lamelele curate de biotit.

Determinările de Sc au fost efectuate prin analiză spectrografică, utilizînd o metodă pusă la punct în Laboratorul de spectrografie al Institutului geologic. Pentru obținerea etaloanelor s-a utilizat o bază sintetică

cu compoziție asemănătoare biotitelor naturale. Aceasta a fost preparată prin sinterizare la 1 000°C, timp de 12 ore, a amestecului format din 50% feldspat potasic (K_2O = 14%), 15% Al_2O_3, 20% Fe_2O_3, 10% MgO și 5% SiO_2. Setul de etaloane s-a obținut prin diluții succesive (1 : 2) din etalonul inițial, cu conținut de 1 000 ppm Sc, introdus sub formă de Sc_2O_3.

S-a ales ca element de comparație La, care intră în flacăra arcului simultan cu Sc, curbele lor de volatilizare fiind practic paralele. Folosirea La ca element de comparație ridică precizia de determinare a Sc de aproximativ două ori în comparație cu cea obținută folosind înnegrirea absolută a liniei (S. M. Solodovnik și colab., 1957). Lantanul, sub formă de La_2O_3, a fost introdus în praf de cărbune spectral pur, utilizat ca buffer; concentrația optimă de La_2O_3 în buffer s-a dovedit a fi 0,1%.

Cîte 20 mg din probele de biotite fin mojarate și etaloanele, amestecate cu buffer în proporție de 1 : 2, au fost introduse în electrozi de cărbune spectral puri, cu următoarele dimensiuni: diametrul exterior de 6 mm, diametrul interior de 3 mm, iar adîncimea cavității de 4 mm. Pentru a obține o temperatură mai ridicată, necesară evaporării Sc, care este un element greu volatil, diametrul exterior al electrodului a fost considerabil redus (~2 mm) sub cavitate, pe o distanță de 12 mm.

Ca sursă de excitare a spectrelor s-a utilizat arcul de curent continuu de 220 V, 9 A, proba fiind situată la anod. Spectrele au fost înregistrate la spectrograful cu rețea de difracție PGS-2 cu disperisa liniară de aproximativ 7 Å/mm, în primul ordin de difracție. Înregistrările au fost făcute în triplu, atît pentru etaloane, cît și pentru probele de analizat. Perechea de linii analitice utilizată a fost: Sc II 4 246,83 Å; La II 4 263,58 Å. Curbele de etalonare au fost construite în coordonatele Δ S-log C, în care Δ S reprezintă diferența de înnegrire dintre linia Sc și a La, iar log C este logaritmul concentrației Sc în etaloane.

Reproductibilitatea metodei utilizată este de aproximativ $\pm 5 - 10\%$.

DISTRIBUȚIA Sc ÎN BIOTITE

Provincia metamorfică prebaicaliană a Munților Semenic, din care au provenit probele analizate, cuprinde două serii de șisturi cristaline, cu o grosime totală de aproximativ 24 km. Acestea sînt formate din mai multe complexe alcătuite din micașisturi, paragnaise, cuarțite, roci carbonatice și ortoamfibolite asociate cu roci ultrabazice serpentinizate sau transformate în talc (H. Savu, 1970). Ele sînt străbătute de corpuri granitoide sinorogene.

În cursul metamorfismului regional progresiv, manifestat în condiții termodinamice în care T a variat de la 450 la > 700°C și P de la 4 la ~10 Kb, gradientul geotermic fiind de aproximativ 20—25°/km, au luat naștere șapte zone metamorfice, care se încadrează la seria de faciesuri standard disten-sillimanit. Acestea sînt: zona cu clorit, zona cu biotit, zona cu almandin, zona cu staurolit, zona cu staurolit și disten, zona cu disten și zona cu sillimanit. În zonele profunde s-au manifestat fenomene de anatexie diferențială, care au generat migmatite venitice și numeroase

corpuri de pegmatite. Între stratele de roci cu compoziție chimică diferită au avut loc schimburi de substanță, determinînd formarea de minerale și parageneze caracteristice.

a) **Sc în biotitele din șisturile cristaline ale diferitelor zone metamorfice.** Au fost analizate micele din patru zone metamorfice. Rezultatele obținute sînt prezentate în tabelul nr. 1, în care, alături de conținutul de Sc din biotit, este redat și cel din granații coexistenți.

Tabelul nr. 1

Conținutul de Sc în biotitele din rocile unor zone metamorfice din Munții Semenic

Nr.	Tipul de rocă și locul de colectare	Zona de metamorfism	Sc(ppm) în granat	Sc(ppm) în biotit	T (°C)
1	Micașist cu granat. Valea Craiovei (Pîrvova)	zona cu almandin	125	12	—
2	Micașist cu granat, staurolit și disten. Văliug.	zona cu staurolit și disten	65	12,5	—
3	Micașist cu biotit. ValeaTeregova		—	18	620
4	Micașist cu granați și disten. Pîrîul Bibanului	zona cu disten	115	9	—
5	Gnais cu granați și sillimánit. Podul Armeniș	zona cu sillimanit	132	11,5	708

În conformitate cu cele stabilite de I. Oftedahl (1943), condițiile optime pentru folosirea biotitului ca termometru geologic sînt acelea în care el este singurul mineral melanocrat stabil în rocă. Faptul acesta este dovedit de micașistul cu numărul 3 din zona cu staurolit și disten, al cărui biotit conține 18 ppm Sc. Acest conținut indică, conform diagramei din figura 1, temperatura de 620°C, valoare ce se încadrează bine în limitele de temperatură de 600 și 650°C, între care s-a arătat că s-a format această zonă metamorfică (H. Savu, 1969 și 1970).

În rocile a căror compoziție chimică permite menținerea biotitului ca singur mineral melanocrat, indiferent de temperatura la care are loc metamorfismul, normal ar trebui să nu se modifice conținutul de Sc din mica neagră. Dar, în micașisturile cu biotit, alături de acest mineral mai pot fi stabile de obicei și alte minerale, cum sînt cuarțul, plagioclazul și muscovitul. Cuarțul, evident, nu admite Sc în rețea, iar plagioclazul poate conține extrem de puțin (K. Rankama și Th. G. Sahama, 1950), probabil în poziția Ca^{2+} (0,56 Å), sau este lipsit de acest element (A. E. J. Engel și C. G. Engel, 1958 și 1960). I. Oftedahl (1943) a găsit în muscovitul din granitele pegmatoide pînă la 1 000 ppm Sc, fapt care arată că acest element poate înlocui izomorf și Al^{3+} (0,57 Å) din rețeaua muscovitului. Întrucît conținutul de Sc scade în biotit cu creșterea temperaturii (fig. 1), rezultă că cu accentuarea metamorfismului progresiv cantitatea de Sc admisă în rețeaua muscovitului este din ce în ce mai mare.

În biotitele din cele patru zone metamorfice, în care mica coexistă cu granatul (tabelul nr. 1), se observă o distribuție neomogenă a Sc și, de regulă, un conținut mai redus în biotit decît în granat, fapt remarcat și de R. Kretz (1959). Această neomogenitate este determinată, evident, de prezența granatului alături de biotit în aceeași rocă.

În aceste cazuri se pare că distribuția Sc între cele două minerale depinde în primul rînd de conținutul global al acestui element în rocă.

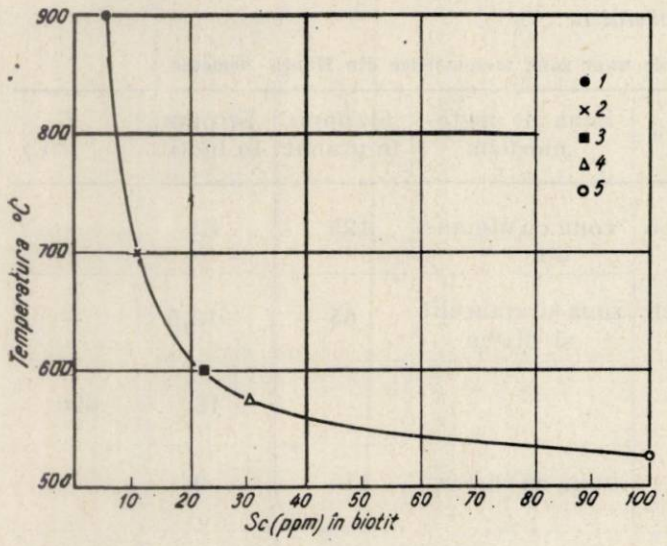


Fig. 1. — Conținutul de Sc în biotit în funcție de temperatură (după I. Ofteda hl, 1943).

1, Roci eruptive bazice și intermediare; *2*, roci eruptive cu conținut ridicat de SiO_2; *3*, șisturi cristaline; *4*, granite alcaline; *5*, pegmatite.

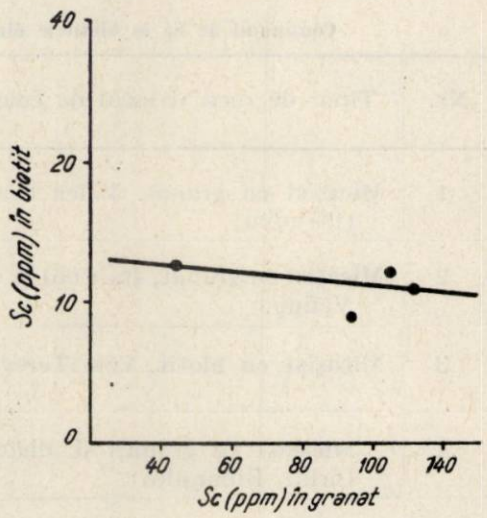


Fig. 2. — Distribuția Sc între biotit și granat.

Astfel, E. A. J. Engel și C. G. Engel (1958 și 1960) au arătat că într-un gnais cu granat și biotit, în care conținutul de Sc în rocă este de 15 ppm, acest element se distribuie astfel: 60 ppm Sc în biotit și 550 ppm Sc în granat.

Din tabelul de mai sus rezultă că există o relație între distribuția Sc în biotitele și granații din rocile analizate, așa cum reiese și din figura 2. Aceasta arată că în condiții de PT variabile, conținutul de Sc variază mult în granat, în timp ce în biotit el prezintă numai mici oscilații.

Condițiile menționate conduc la concluzia că această relație depinde de numărul de nuclei de cristalizare și de ordinea de formare a celor două minerale în rocă. La începutul procesului metamorfic, biotitul continuă să cristalizeze pînă la temperatura de 470°C, conform reacției redată după A. Hietanen (1967):

$$\text{clorit} + \text{muscovit} + \text{hematit} \rightarrow \text{biotit} + H_2O + O_2.$$

Dacă metamorfismul încetează, mica neagră rămîne singurul mineral melanocrat al rocilor din zona cu biotit, avînd un mare număr de nuclei de cristalizare, respectiv de cristale de dimensiuni reduse, între care se distribuie Sc. În cazul în care metamorfismul acționează în continuare,

încep să se formeze nuclei de almandin și mai tîrziu de staurolit, care, în lipsa altui material din care să cristalizeze, iau naștere pe seama biotitului cristalizat anterior, conform reacției ipotetice :

$$\text{biotit} + 2Al_2SiO_3 + SiO_2 \rightarrow \text{granat} + \text{muscovit}.$$

Acest proces se dezvoltă în adîncime, astfel că în orice zonă de temperatură mai ridicată în care sînt prezente cele două minerale biotitul pierde în timpul recristalizării o anumită cantitate din Sc captat în rețea la început, cantitate care este încorporată împreună cu Mg, Fe și Al în granații ce se formează.

Distribuția Sc între cele două minerale depinde și de cantitatea în care apar ele în rocă, fapt care rezultă din următoarele observații. În biotitele din rocile 1, 2 și 4 (tabelul nr. 1), în care cantitatea de granat variază între 10 și 15%, conținutul de Sc oscilează între 9 și 12,5 ppm, indicînd temperaturi de formare cu totul diferite de cele reale. În roca din zona cu sillimanit, în care granatul nu apare decît în proporție de 5%, conținutul de Sc din biotit este de 11,5 ppm, ceea ce indică o temperatură de formare de 708°C, care corespunde condițiilor reale de formare a rocii.

În cele de mai sus am avut în vedere distribuția Sc în timpul metamorfismului între mineralele rocilor cu diferite parageneze. Există însă și alți factori care pot influența distribuția acestui element, cum sînt, de exemplu, procesele de diferențiere metamorfică sau schimburile de substanță între stratele cu compoziție chimică diferită. În acest sens vom examina în continuare două cazuri.

b) Sc în acumulările de biotit la contactul zăcămîntului de talc de la Pîrvova cu șisturile cristaline. Pe valea Craiovei (Pîrvova), la limita dintre zona cu biotit și zona cu almandin, se găsește un corp de roci ultrabazice transformate în talc, care prezintă la contactul cu șisturile cristaline cu granați și biotit un înveliș monomineral format din biotit. H. Savu (1970) a arătat că acesta s-a format prin schimbul de ioni între roca ultrabazică și șisturile cristaline silico-aluminoase.

Determinările de Sc din filosilicații din cele trei tipuri de roci în contact arată că, în talc, acest element se găsește sub 3 ppm, dar conținutul său crește treptat în roca monominerală și în mica neagră din micașistul cu granat și biotit (tabelul nr. 2).

Tabelul nr. 2

Conținutul de Sc în mineralele din rocile din zona zăcămîntului de talc de la Pîrvova

Nr.	Tipul de rocă și locul de colectare	Mineralul	Sc(ppm)
1	Talc din zăcămîntul de pe valea Craiovei (Pîrova)	talc	< 3
2	Biotit la contactul zăcămîntului de talc cu șisturile cristaline	biotit (a)	5
3	Biotit la contactul zăcămîntului de talc cu șisturile cristaline	biotit (b)	6
4	Biotit la contactul zăcămîntului de talc cu șisturile cristaline	biotit (c)	6
5	Micașist cu biotit și granat de pe valea Craiovei — Pîrvova (în apropierea zăcămîntului de talc)	biotit	12
		granat	125

În ceea ce privește distribuția Sc în rocile ultrabazice, K. K. Turekian și K. H. Wedepohl (1961), T. h. G. Sahama (1945) și A. P. Vinogradov (1962) au arătat că conținutul lui mediu variază între 5 și 15 ppm. Cercetările recente întreprinse de A. M. Stueber și G. G. Goles (1967) au arătat că conținutul de Sc în dunite este de 5 ppm, ceea ce ne conduce la presupunerea că corpul de talc de la Pîrvova a provenit dintr-o astfel de intruziune. Acești cercetători consideră că procesul

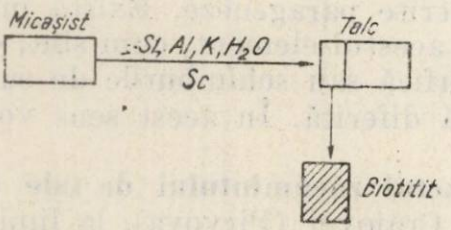


Fig. 3. — Schema schimbului de substanță dintre micașist și corpul de roci ultrabazice.

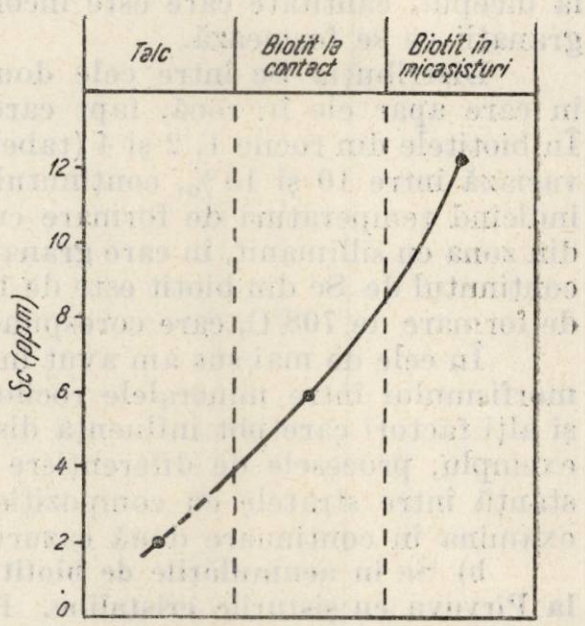


Fig. 4. — Distribuția Sc în talc și biotitele din rocile aflate în contact cu acesta.

de serpentinizare a rocilor ultrabazice nu are efect asupra conținutului de elemente minore. Procesul de transformare în talc, care este mai avansat, probabil că influențează totuși acest conținut.

Este probabil că în timpul formării zonei monominerale, la temperatura de 470°C și presiunea de 4 Kb din corpul ultrabazic a fost antrenată și o cantitate mică de Sc; principala cantitate de Sc necesară a provenit însă din micașist, de unde a migrat împreună cu Si, Al, K și H_2O, care au determinat formarea acumulărilor de biotit, cum rezultă din relația din figura 3 și diagrama din figura 4.

c) Sc în flogopitul format la contactul dintre rocile carbonatice și gnaisele din zona cu sillimanit. În jurul lentilei de dolomite cristaline și calcare cu silicați de la gura văii Armeniș, apar, la contactul cu gnaisele cu sillimanit, lentile monominerale de flogopit, care au rezultat prin schimbul metasomatic de ioni de Si, Al, K și apă, care au migrat din gnaise în rocile carbonatice, în condițiile metamorfismului regional avansat.

Rezultatele determinărilor de Sc sînt redate în tabelul nr. 3, din care rezultă conținuturi foarte mici (< 3 ppm) în rocile carbonatatice, de 19 ppm în flogopitul de la contact și de 11,5 ppm în biotitul din gnaise. Rezultatele sînt deci diferite de cele din cazul anterior, cu toate că conținutul de Sc din rocile carbonatice și din talc este aproximativ același, iar suma

Tabelul nr. 3

Conținutul de Sc în mineralele din rocile din zona lentilei de carbonați de la Armeniș

Nr.	Tipul de rocă și locul de colectare	Mineralul	Sc(ppm)
1	Calcar magnezian cristalin din lentila de la gura văii Armeniș	carbonat de Ca și Mg	< 3
		roca globală	< 3
2	Flogopit din separația de la contactul lentilei de dolomite și calcare cu silicați cu gnaisele zonei cu sillimanit	flogopit (a)	19
3	Flogopit din separația de la contactul lentilei de dolomite și calcare cu silicați cu gnaisele zonei cu sillimanit	flogopit (b)	19
4	Flogopit din separația de la contactul lentilei de dolomite și calcare cu silicați cu gnaisele zonei cu sillimanit	flogopit (c)	19
5	Gnais cu sillimanit și granat de la Armeniș	biotit	11,5
		granat	132

Sc din biotitele și granații din cele două roci silico-aluminoase — micașistul și gnaisul — este apropiată ca valoare, și anume 137 ppm Sc în prima și, respectiv, 143,5 ppm Sc în cea de a doua.

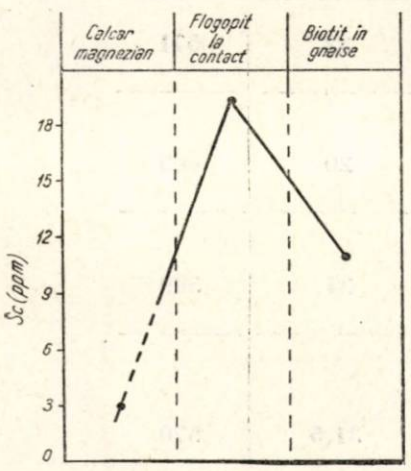


Fig. 5. — Distribuția Sc în rocile carbonatice, flogopit și biotitul din gnaisele cu sillimanit.

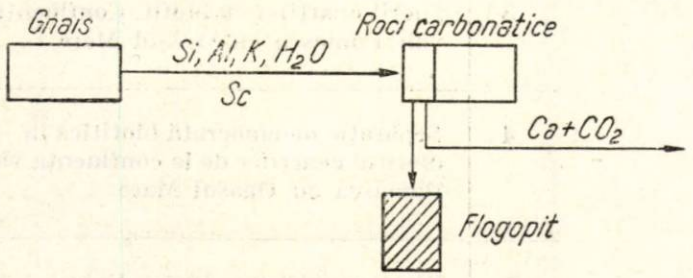


Fig. 6. — Schema schimbului de substanță dintre gnaisul cu sillimanit și rocile carbonatice.

Aceste relații sînt prezentate în diagrama din figura 5, din care se observă că curba de distribuție a Sc prezintă un maxim în flogopite și minime în celelalte două tipuri de roci aflate în contact. Această distribuție se explică, de asemenea, printr-o relație de felul următor (fig. 6).

Nu cunoaştem în acest caz conţinutul de Sc în roca carbonatică primară, care probabil a fost mai mare decît cel actual. Este clar, însă, că şi în acest caz gnaisul a fost principala sursă de Sc care a fost captat în reţeaua flogopitului format prin reacţie.

Ultimele două exemple analizate s-au referit la schimburile de ioni între rocile cu compoziţie chimică foarte diferită. Diferenţa de compoziţie chimică dintre micaşisturile, cuarţitele, paragnaisele şi amfibolitele dintr-o provincie metamorfică oarecare nu este însă aşa de accentuată, dar oricît ar fi ea de mică, este clar că schimburi de această natură pot avea loc, intensitatea lor depinzînd de intensitatea metamorfismului. Aceste schimburi modifică atît compoziţia chimică globală a rocilor aflate în contact în timpul metamorfismului, cît şi raporturile cantitative dintre elementele majore şi minore din compoziţia lor.

d) Sc în biotitele din dioritele cuarţifere. Au fost analizate biotitele din cinci diorite cuarţifere (tabelul nr. 4), roci care formează faciesuri ale plutonului granitoid de la Poniasca (H. Savu şi Cecilia Vasiliu, 1969). Dioritele constau din cuarţ, plagioclaz zonat (An 32—49), biotit, mai rar hornblendă verde şi minerale accesorii ; frecvent, ele prezintă separaţii melanocrate formate preponderent din biotit, asociat uneori cu plagioclaz şi epidot.

Tabelul nr. 4

Conţinutul de Sc în biotitele din dioritele cuarţifere de la Poniasca şi temperatura lor de formare

Nr.	Tipul de rocă şi locul de colectare	Sc (ppm)	T (°C)
1	Diorit cuarţifer cu biotit. Pîrîul Cusec	32	571
2	Diorit cuarţifer cu biotit .Confluenţa văii Poniasca cu Ogaşul Mare	20	609
3	Diorit cuarţifer cu biotit. Confluenţa văii Poniasca cu Ogaşul Mare	34	569
4	Separaţie melanocrată biotitică în dioritul cuarţifer de la confluenţa văii Poniasca cu Ogaşul Mare	31,5	570
5	Diorit cuarţifer cu biotit. Valea Poniasca	36	565

Conţinutul de Sc variază între 20 şi 36 ppm ; cel mai mare conţinut s-a determinat în biotitul dintr-un diorit cuarţifer, în care mica este singurul mineral melanocrat prezent, iar celelalte rezultate s-au obţinut în biotitul din rocile în care apare şi hornblenda verde în proporţie de 3—5%. Aceste conţinuturi indică temperaturi de cristalizare a biotitului

din diorite, variind între 565 și 609°C, valori apropiate de temperatura reală, dacă ținem seama de faptul că plutonul granitoid, fiind sinorogen, a suferit procese de recristalizare după consolidarea sa.

CONCLUZII

Distribuția Sc în biotitele din șisturile cristaline și rocile granitoide este controlată de mai mulți factori.

În cazul șisturilor cristaline în care biotitul coexistă cu almandinul, conținutul de Sc în mica neagră depinde de proporția în care participă cele două minerale în rocă și, se pare, și de intensitatea metamorfismului.

În rocile metamorfice în care biotitul este singurul mineral melanocrat prezent, conținutul său de Sc depinde în primul rînd de temperatura la care s-a format, și în acest caz el ar putea fi folosit ca termometru geologic.

Această utilizare trebuie să fie făcută însă cu multă circumspecție, deoarece, după cum rezultă din lucrare, între stratele de roci cu compoziție chimică diferită, în funcție de intensitatea metamorfismului, au loc schimburi de substanță care pot modifica atît compoziția chimică globală a rocii, cît și raportul dintre elementele majore și minore.

Cu mai mult succes poate fi utilizat conținutul de Sc din biotit pentru determinarea paleotemperaturii rocilor magmatice, în care procesele de diferențiere și cristalizare urmăresc o cale mai puțin complicată.

DISTRIBUTION OF Sc IN BIOTITES OF SOME CRYSTALLINE SCHISTS AND GRANITOID ROCKS IN THE SEMENIC MOUNTAINS (BANAT)

SUMMARY

Observations on the behaviour of Sc in biotites of some crystalline schists and granitoid rocks of the Prebaikalian metamorphic province in the Semenic Mts are presented, stress being laid on factors that control the distribution of this element.

The Prebaikalian metamorphic province is built up of two series of crystalline schists whose total thickness reaches about 24 km. The metamorphism displayed under the PT conditions, T ranging from 450 to $>>$ 700°C, whereas P from 4 to $\sim$ 10 Kb, the geothermal gradient reached up to 20—25°/km. Several metamorphic zones have formed: chlorite zone, biotite zone, almandine zone, staurolite and kyanite zone, kyanite zone and sillimanite zone. Some synkinematical granitoid rock bodies built up of biotite — quartz diorites, granodiorites and granites have also formed.

The determination of Sc has been spectrographically carried out, using La as a comparison element, and the arc of continuous current as a source of excitation the spectra.

In the case of crystalline schists proceeding from various metamorphic zones where the close coexistence of biotite and almandine was noticed (Table 1), the content in Sc of the former is depending upon the proportion of the minerals in the rock and, as it seems, upon the metamorphism degree. This behaviour is expressed by a relation (Figs 2) proving that while the Sc content in garnet varies, it shows but small oscillations in biotite.

In metamorphic rocks where the biotite is the single ultramaphic mineral to be present, its content in Sc is first depending on the temperature at which it had formed. In such cases biotite could be used as a geologial thermometer. However, one must but cautiously use it, since between rock layers with a different chemical composition exchanges of substances take place as a function of the intensity of the metamorphism process. Thus, it may be noticed that between ultramaphic rocks, carbonatic rocks and micaschists or gneiss exchanges of ions are intense, and occur either proportionally to the primary quantity of Sc from each rock in contact (Table 2 and Fig. 3 and 4), or quite irregularly (Table 3 and Fig. 5 and 6). These exchange of substances may modify both the whole chemical composition of rocks in contact, and the ratio between major and minor elements. Such exchange of ions may also occur between rocks whose chemical composition proved to be not so different.

A most successful utilization of Sc from biotite is that for determining paleotemperatures of granitoid rocks (Table 4), whose differentiation and crystallization processes follow a less complicated way.

BIBLIOGRAFIE

Engel A. E. J., Engel C. G. (1958), *Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, north-west Adirondack mountains, New York. Part. I: Total rock*, Bull. Geol. Soc. Amer., *69*.

— (1960), *Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adironodack mountains, New York. Part. II: Mineralogy*, Bull. Geol. Soc. Amer., *71*.

Hietanen A. (1967), *On the facies series in various types of metamorphism*, Journ. Geol., **75**, *2*.

Kretz R., (1959), *Chemical study of garnet, biotite, and hornblende from gneisses of south-western Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals*, Journ. Geol., **67**, *4*.

Oftedahl J. (1943), *Scandium in biotite as a geologic thermometer*, Norsk. Geol. Tidsskr., *23*.

Priatkin A. A. (1964), *Ob absoliutnoi temperature kristalizații granitoidov na primere granitoidov Bolișogo Hingana (KNR) Boprosim magmatizma i metamorfizma*, Leningrad.

Rankama K., Sahama Th. G. (1950), *Geochemistry*, Chicago.

Sahama Th. G., (1945), *Spurelemente der Gesteine im südlichen Finnisch — Lappland* Bull. Comm. Géol. Finlande, *135*.

Savu H. (1969), *Sur les conditions thermodynamiques qui ont contrôlé la genèse des zones métamorphiques des Monts Semenic*, Acta Geol. Acad. Scient. Hung., *13*.

— (1970), *Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din Munții Semenic*, An. Com. Stat Geol., **XXXVIII**.

Savu H., Vasiliu Cecilia (1969), *Contribuții la cunoașterea structurii și chimismului masivului granitoid de la Poniasca (Munții Semenic)*, D.S. Com. Stat Geol., **LIV/3**.

Shaw D. M. (1964), *Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines*, Paris.

Solodovnik S. M., Rusanov A. K., Kondrașina A. I. (1957), *Spectralinîi metod opredeleniia skandiia v mineralah, rudah i produktah ih pererabotki*, Jurn. Analit. Him., *3*.

STUEBER A. M., GOLES G. G. (1967), *Abundances of Na, Mn, Cr, Sc and Co in ultramafic rocks*, Geochim. Cosmochim. Acta, **31**, *1*.

TUREKIAN K. K., WEDEPOHL K. H. (1961), *Distribution of the elements in some major units of the earth's crust*, Bull. Geol. Soc. Amer., *72*.

VINOGRADOV A. P. (1962), *Srednee soderjanie himiceskih elementov v glavnîh tipah izverjennîh porod zemnoi kort*, Gheohimiia, *7*.

Primit în redacție la 4 februarie 1970

Institutul geologic

DATE ASUPRA PREZENȚEI ANHIDRITULUI ÎN DEPUNERILE HIDROTERMALE DIN MUNȚII GURGHIU

DE

LUCIA TĂNĂSESCU

55 (05)

Este cunoscut faptul că anhidritul de origine hidrotermală este puțin răspîndit în natură și din această cauză numărul lucrărilor publicate în legătură cu el nu este prea mare.

Raritatea anhidritului hipogen este explicată prin faptul că pentru depunerea lui este necesară o concentrare ridicată de ioni SO_4^{2-} în soluție, care să întîlnească și să reacționeze în condiții favorabile cu carbonații.

Depunerea lui directă din soluții este un fapt mai rar întîlnit.

Butler (1919) demonstrează importanța mineralelor sulfatice în zăcămintele de aur.

Langford și Hancox (1936) comentează asocierea anhidritului hipogen în mineralizația auriferă din regiunea Ontario și face considerații asupra temperaturii de formare a sulfaților hipogeni.

Boyle (1951) explică prezența anhidritului din districtul Bully Hill din California ca provenind din calcarele prin care au circulat soluțiile hidrotermale încărcate cu ioni SO_4^{2-}.

Mai recent, Badalov (1960), referindu-se la zăcămîntul cuprifer de la Almalik, din Asia mijlocie, constituit din roci eruptive de tip sienito-dioritic străpunse de stocuri de granodiorit, semnalează anhidritul ca mineral principal de gangă, depus pe fisurile și golurile rocilor eruptive.

Remarcă de asemenea asocierea lui cu mineralele metalice depuse

La noi în țară, prezența sulfaților de calciu ca însoțitori ai mineralizației a fost semnalată în cîteva cazuri.

În zăcămîntul de la Baia Sprie, Manilici, Giușcă și Stiopol (1965) menționează gipsul în partea superioară a filoanelor cu sulfuri metalice.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 1, p. 67–71, București, 1971

P i e p t e a (1966), în zăcămîntul de la Moldova Nouă-nord, sectorul Terezia — Covăcia, a întîlnit larg răspîndită asociaţia diopsid — anhidrit — minerale metalice. Această parageneză este urmarea unui proces de substituire metasomatică a calcarelor în cadrul metamorfismului de contact. Autoarea citează procesul de dolomitizare a calcarelor cristaline simultan cu formarea rocilor cu diopsid şi anhidrit.

G h e o r g h i ţ ă (1969) explică formarea anhidritului ca mineral de gangă important al mineralizaţiei de sulfuri din zăcămîntul de la Moldova Nouă, din soluţii hidrotermale tardive bogate în ioni SO_4^{2-}, care au reacţionat cu rocile calcaroase străbătute.

În Munţii Gurghiu, anhidritul hipogen a fost necunoscut pînă în prezent. El marchează un fenomen important, datorită extinderii pe intervale mari în probele de foraj, cît şi asocierii lui cu sulfurile metalice.

Deoarece rocile vulcanice neogene din regiune constituie premise favorabile pentru concentraţii metalifere, s-au executat două foraje de 1 200 m, unul plasat în craterul Sumuleu, iar altul în craterul Seaca — Tătarca.

Formaţiunile geologice întîlnite în foraje sînt reprezentate prin andezite cu piroxeni şi andezite cu hornblendă verde, asociate cu piroclastite, la care se adaugă, în adîncime, şi microdiorite cu hornblendă verde.

Aceste roci au fost ulterior afectate de soluţiile hidrotermale. Astfel, ele au suferit diferite transformări, şi anume : propilitizări, argilizări, sericitizări, silicifieri, carbonatări şi sulfatizări.

Din acestea, carbonatarea, silicifierea şi, pe alocuri, sulfatizarea s-au manifestat cu intensitate remarcabilă, fiind favorizate de prezenţa unor fisuri de natură foarte diferită.

Procesul de propilitizare are o mare dezvoltare şi afectează preferenţial andezitele cu hornblendă din ambele foraje, cît şi microdioritele din craterul Seaca — Tătarca. În acest caz, elementele melanocrate (hornblenda) sînt, în mod frecvent, total înlocuite de clorit, epidot, zoizit, oxizi şi hidroxizi de fier. Fenocristalele de feldspaţi sînt de asemenea parţial substituite de aceste minerale.

Fenomenul de propilitizare al rocilor vulcanice terţiare a fost explicat de P á l f y (1916) ca desfăşurîndu-se în adîncime, atunci cînd cea mai mare parte a mineralelor colorate erau cristalizate, iar feldspatul era încă în topitură. Reluînd, în aceeaşi interpretare, R ă d u l e s c u (1953) arată că „autohidratarea magmei în cursul procesului de cristalizare este cel mai probabil proces genetic al rocilor propilitice".

Alţi autori explică propilitizarea ca o consecinţă a circulaţiei soluţiilor hidrotermale pe fracturi (un facias al alteraţiei hidrotermale), desfăşurată deci ulterior consolidării rocii.

Observaţiile noastre microscopice ne conduc la ideea că propilitizarea, cel puţin în parte, s-a petrecut în bazinul magmatic, în timpul consolidării rocii. În sprijinul acestei idei vin următoarele constatări :

— roca propilitizată cuprinde grosimi mari în forajele noastre, ea constituind fondul pe care se înscriu celelalte procese hidrotermale;

— la microscop, feldspatul apare uneori proaspăt, alături de elementele femice transformate;

— în aceeași secțiune au fost surprinse microlite de hornblendă proaspătă, în timp ce fenocristalele sînt complet substituite de minerale secundare.

Procesul de argilizare se manifestă prin apariția de minerale din grupa caolinitului și illitului[1]. Într-un stadiu incipient, acestea substituie fenocristalele de feldspat, iar într-un stadiu avansat invadează întreaga masă a rocii, din care cauză aspectul ei la microscop apare tulbure, pătat, mascînd foarte des structura rocii.

Silicifierea se caracterizează prin depuneri de cuarț hidrotermal, cuarțină și silice criptocristalină, care se dezvoltă pe fisuri și în masa de bază, unde formează cuiburi și plaje.

Carbonatarea se traduce prin neoformația calcitului, ankeritului și dolomitului [2], în depuneri succesive pe fisuri, invadînd cîteodată și masa rocii. Procesul a decurs într-un timp mai îndelungat, începînd cu depunerea de cristale alungite de ankerit și sfîrșind cu carbonatul, reprezentat prin cristale de dolomit, larg dezvoltate, depuse în zona centrală a fisurilor. Notăm faptul că depunerile de carbonați, și în special a celor de dolomit, se asociază cu cristale de cuarț secundar larg dezvoltate. Din relațiile dintre aceste minerale și restul mineralelor de gangă se deduce că ar putea fi cel puțin două veniri de silice în succesiunea mineralelor de gangă.

În parageneză cu carbonații și cuarțul hidrotermal apare anhidritul, sub forma unor aglomerări de cristale depuse uneori pe pereții fisurilor. A fost remarcat în ambele foraje, la adîncimi între 700 și 1 200 m.

Cercetarea macroscopică relevă, în acest caz, texturi rubanate, dispuse zonar față de fisuri. Această textură pare a fi rezultatul avansării unui front metasomatic în masa andezitului, din care nu se mai păstrează decît relicte.

Cristalele de anhidrit au dimensiuni variabile (0,2/0,4 — 2,01/3,6 mm), habitus frecvent tabular și mai rar prismatic. La microscop apare uneori în cristale fine, incolore și rareori ușor gălbui-roșietice. S-au întîlnit dese macle polisintetice.

Anhidritul se insinuează uneori pe planele de clivaj sau pe fisurile care străbat fenocristalele de plagioclazi și hornblendă.

Fisurile care străbat plajele de pirită, cît și golurile dintre agregatele de pirită sînt umplute cu minerale de gangă, în special de anhidrit.

Din relațiile spațiale dintre mineralele metalice, reprezentate prin pirită, blendă, galenă, calcopirită și anhidrit, reiese evident că anhidritul este ulterior acestora, dar s-au observat și cazuri în care anhidritul este singenetic.

Cu privire la relațiile dintre acest mineral și mineralizație, tot B a d a l o v (1960) arată că existența anhidritului și legătura lui genetică cu mineralizația cupro-molibdeniferă din zăcămîntul Kalmakiv i-au permis, încă din 1954, să presupună posibilitatea extinderii corpurilor de

[1] Analizele termice au fost executate în Laboratorul Întreprinderii geologice de prospecțiuni, analist: D. T o d o r.

[2] *Ibidem.*

minereu spre sud—sud-est, ceea ce a fost confirmat de lucrările de explorare ulterioară.

Recapitulînd diferitele etape care au transformat eruptivul neogen din regiunea noastră în cursul acestui lung proces, constatăm că un prim efect a fost propilitizarea, după care urmează argilizarea, sericitizarea, silicifierea şi carbonatarea ; acestor fenomene li se asociază şi cel al mineralizării.

În desfăşurarea acestui proces şi spre sfîrşitul lui a intervenit o modificare notabilă a pH-lui soluţiei, determinînd apariţia de ioni sulfatici. Aceştia au reacţionat cu carbonaţii depuşi anterior (ankerit), ducînd la precipitarea anhidritului şi a gipsului. Remarcăm că se mai observă insule relicte de carbonaţi în masa de anhidrit. Cauzele care favorizează această schimbare a pH-lui pot fi diferite şi trebuie căutate în procesele de reacţie dintre soluţiile hidrotermale, reacţii care pot produce mărirea potenţialului oxidant al soluţiei. Amintim că una din cauzele măririi potenţialului oxidant, cît şi al alcaliilor este precipitarea din soluţii a sulfurilor (Butler, 1919; Langford şi Hancox, 1936; Badalov 1955).

Butler (1919) argumentează că sulfatul de calciu are o solubilitate care scade cu creşterea temperaturii şi deduce că soluţiile saturate în sulfaţi de calciu depun anhidrit atît la temperaturi moderate, cît şi la temperaturi ridicate, aceasta în condiţiile unui potenţial oxidant ridicat şi îndeosebi la adîncimi mari. Aceasta explică şi numeroasele cazuri de creştere a conţinutului de anhidrit cu adîncimea, în zăcămintele : Morococh — Peru ; Teerraevo, Breden în Chile (după Schenedeman, 1938) şi Britania-Buch în Columbia, (după Nagel, 1957). După cum arată şi Betechtin (1953), sulfaţii se întîlnesc şi în zăcămintele adînci, dar sînt legaţi exclusiv de ultimele stadii de mineralizare.

Anhidritul este asociat în mod frecvent cu gipsul de origine hipogenă. Acesta se prezintă sub formă de depuneri pe fisuri sau druze, în mase fibroase, cu luciu mătăsos, sau în mase compacte de lamele fine (0,20/0,08 — 0,40/0,18 mm). El este considerat, în cazul nostru, ca ultima depunere din soluţii în condiţii de temperatură scăzută.

Jude (1965) [3] semnalează filonul de gips hipogen la Capnic, considerîndu-l ca ultimul mineral de gangă al sulfurilor de fier şi cupru.

Pe lîngă gipsul depus din soluţii, s-a remarcat şi formarea lui prin hidratarea anhidritului, astfel că uneori acesta din urmă apare ca relict în masa de gips. Interesant este faptul că, în asemenea porţiuni, roca prezintă o textură uşor microcutată, ca efect al măririi volumului rocii, din cauza adiţionării apei, pentru trecerea de la anhidrit la gips.

În concluzie, în regiunea noastră sulfaţii sînt depuşi sau direct din soluţii, sau în urma reacţiilor dintre soluţiile bogate în ioni SO_4^{2-} cu carbonaţii depuşi anterior. Ei constituie ultimele depuneri în cadrul mineralelor de gangă şi din relaţiile dintre anhidrit şi mineralizaţia hidrotermală reiese că este depus ulterior acesteia şi numai rareori o însoţeşte.

După cum s-a arătat, prezenţa sulfaţilor poate fi folosită în prospectare, ca un mineral indicator al zonelor mineralizate.

---

[3] R. Jude (1965), *Observaţiuni geologice şi unele aspecte geochimice ale mineralizaţiei de la Capnic*, comunicare la Simpozionul geologic de la Bai a Mare, iulie, 1965.

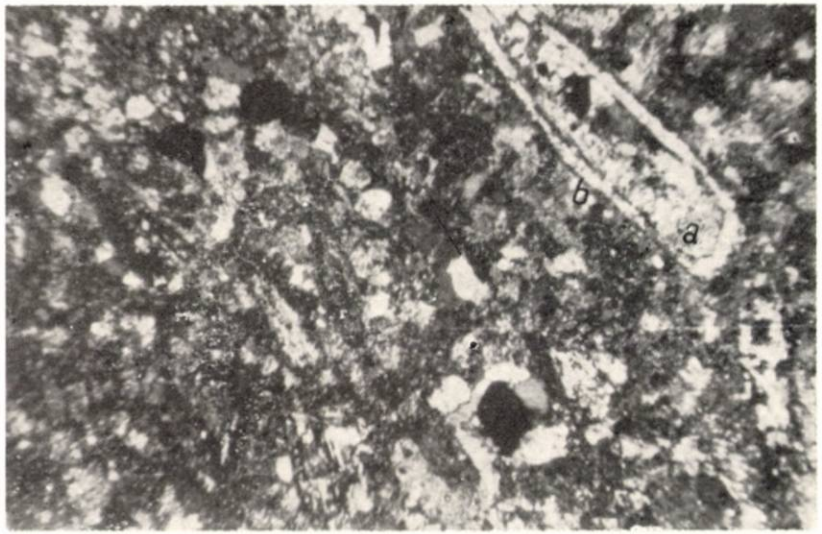


Fig. 1. — Anhidritul (a) înlocuind fenocristalele de hornblendă (b) în roca andezitică. Nic. + ; × 10.

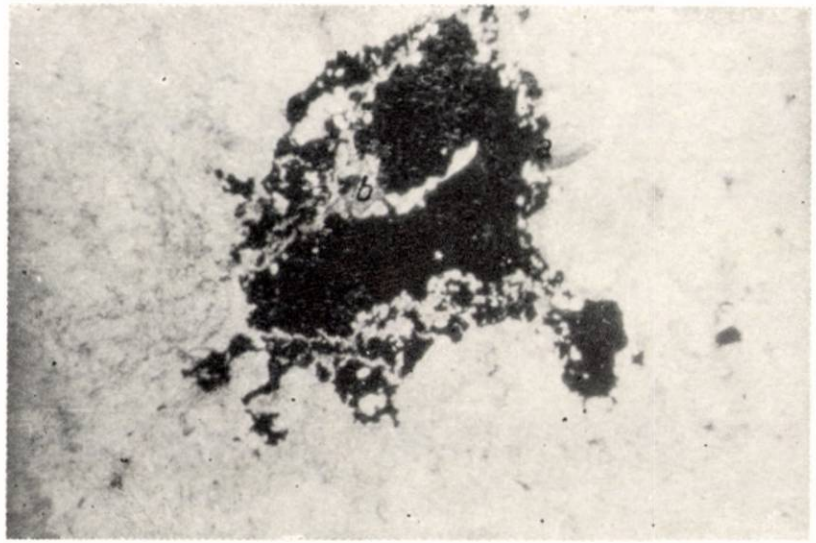


Fig. 2. — Depunere de pirită (a) în asociație cu anhidrit (b). Nic. + ; × 70.

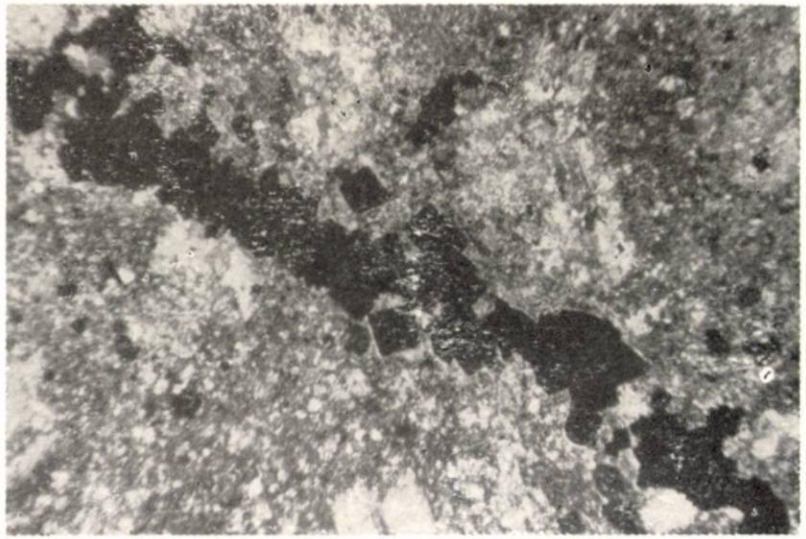


Fig. 3. — Cristale idiomorfe de pirită depuse pe fisuri într-o rocă andezitică. Nic. ∥ ; × 10.

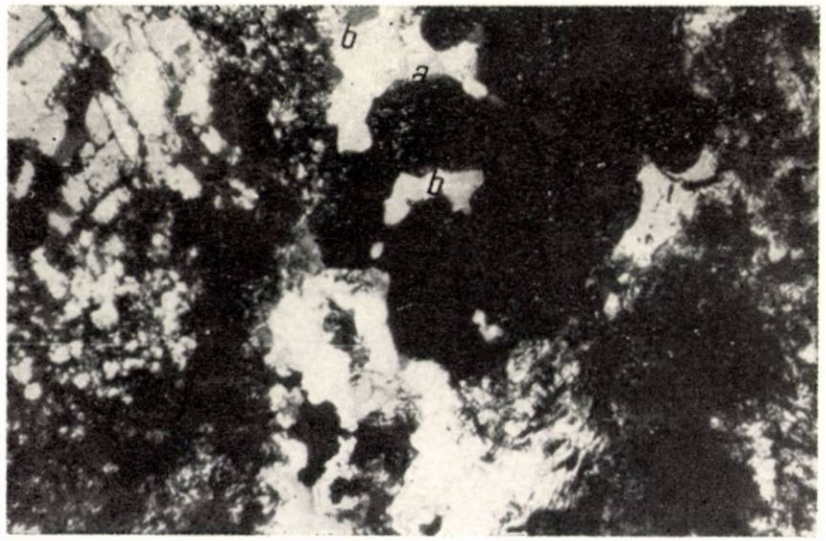


Fig. 4. — Agregate de sulfuri metalice (a) asociate cu anhidrit (b). Nic. + ; × 70.

Fig. 5. — Depuneri de anhidrit (a) și gips (b) pe fisuri. Nic. + ; × 70.

Fig. 6. — Transformarea anhidritului (a) în gips (b). Nic. + ; × 10.

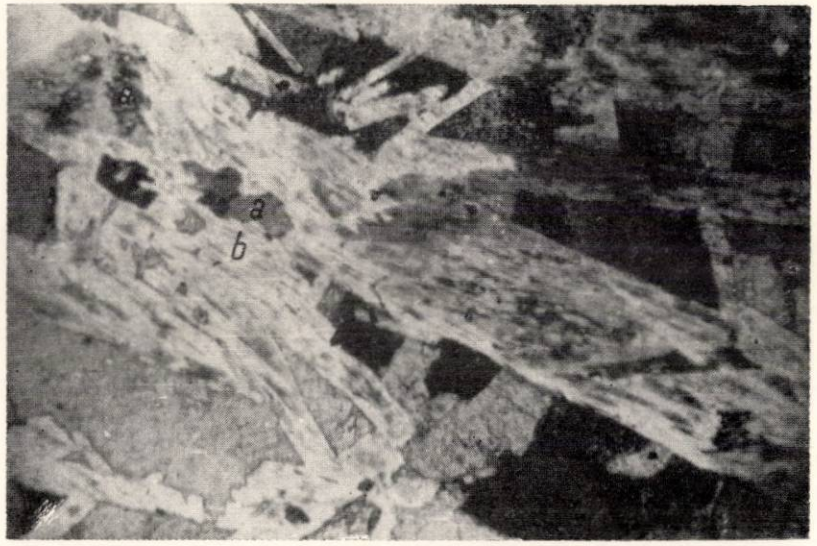


Fig. 7. — Relicte de anhidrit (a) în masa de gips (b). Nic. + ; × 10.

Fig. 8. — Depuneri fibroase de gips (a). Nic. + ; × 10.

DATA ON THE PRESENCE OF ANHYDRITE IN HYDROTHERMAL DEPOSITS IN THE GURGHIU MOUNTAINS

SUMMARY

An interesting aspect was recorded in the hydrothermal process of the igneous rocks in the Gurghiu mountains, aspect resulting from sulfates deposited, either directly from solutions or from reactions of solutions rich in SO_4^{2-} ions in contact with carbonates previously deposited.

The igneous rocks in this district are represented by pyroxene-andesite, hornblende-andesite associated with pyroclastic rocks and in deeper layer by hornblende-microdiorite.

These rocks under the influence of hydrothermal solutions, temperature and varying chemism underwent transformation characterized by the occurrence of various mineral parageneses.

The first stage in the hydrothermal transformation of igneous rocks includes: propylitization, followed by argillization, silicification, carbonation and finally mineralization, process during which metallic sulfides are deposited.

The hydrothermal solutions charged with SO_4^{--}, cause occurrence of sulfates, associated with carbonates and quartz. The sulfates represented by anhydrite and gypsum deposited on fracture lines, from the last deposits of gangue.

Investigations of the deposition of anhydrite in relation to hydrothermal mineralization led to the conclusions that the former generally occurs after the mineralization process and only in rare cases syngenetically.

BIBLIOGRAFIE

BADALOV S. T. (1955), *Noi date cu privire la anhidritul hidrotermal*, Uzb. A.N. S.S.R., *1*.

— (1960), *Geologia surselor de minereuri cu privire la prezența sulfaților în zăcămintele endogene*.

BOYLE A. C. (1915), *Geology and Ore Deposits of the Bully Hill Mining. District California*, Ann. Inst. Min. Met. Eug. Trans., **48**.

BUTLER B. S. (1919), *Primary (Hypogene) Sulphate Minerals in Ore Deposits*, Econ. Geol., **14**.

CUREC M. M. *Rocele transformate din jurul zăcămintelor și criterii pentru utilizarea lor în prospecție*, culegere de articole.

RĂDULESCU D. (1953), *Contribuțiuni la cunoașterea fenomenului de propilitizare a rocilor vulcanice*, Anal. Univ. „C.I. Parhon", Seria șt. nat., *3*.

GHEORGHIȚĂ I. (1969), *Anhidritizarea, stadiu de transformare în cadrul activității hidrotermale, legată de rocile banatitice din regiunea Moldova Nouă*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **14**, *2*.

KORJINSKY D. S. (1965), *Abris der metasomatischen Prozesse*, Akad. Verlag, Berlin.

— (1965), *Dependența metamorfismului față de adîncime în formațiunile vulcanogene*.

LANGFORD G. B., HANCOX E. G. (1936), *Hypogene anhydrite from M. C. Intyrensine*, Porcupine District Ontario.

LAZARENCO E. C. (1963), *Mineralogia Transcarpaților*, Univ. Lvov, R.S.S.U.

MANILICI V., GIUȘCĂ D., STIOPOL V. (1965), *Studiul zăcămîntului de la Baia Sprie* (Regiunea Baia Mare), Mem. Com. Stat. Geol., **7**.

PÁLFY M. (1916), *Über die Propylitisierung der Eruptiv Gesteine*, Föld. Közl., **XLVI**, Budapesta.

PIEPTEA V. (1965), *Considerații mineralogice asupra zăcămîntului de minereu complex de la Moldova Nouă (sectorul de nord)*, D.S. Inst. geol., **LIII/3**.

Primit în redacție la
22 mai 1970

Întreprinderea geologică de prospecțiuni a Ministerului Minelor, Petrolului și Geologiei

CONTRIBUȚII LA STUDIUL PETROGRAFIC ȘI PETROCHIMIC AL MASIVULUI ERUPTIV ȘUMULEU — JIGODIN — HAROM (HARGHITA)

DE

I. TREIBER

55 (05)

În marginea estică a Munților Harghitei (la est și sud-est de orașul Miercurea Ciuc), pe malul stîng și drept al Oltului, de la Pîrîul Mare, prin Jigodin, și pînă la dealul Șumuleu (cota 1 032 m), se întinde un masiv eruptiv alcătuit din roci andezitice masive. Acest masiv mai spre sud-vest se continuă și în vestul Oltului, pînă dincolo de dealul Harom (cota 1 079 m), unde dispare sub curgerile de lave piroxenice, aparținînd aparatului vulcanic Luci. Forma de zăcămînt a eruptivului este de tip dykoid, avînd direcția nord-est — sud-vest (fig. 1 și 2).

În cadrul sectorului se evidențiază un relief vulcanic matur cu resturile unei suprafețe de denivelare. Văile pîrîurilor din acest masiv sînt tinere, fiind grefate pe liniile tectonice secundare. La ieșirea lor în Bazinul Ciucului formează conuri de dejecție. Văile din cuprinsul eruptivului nou sînt caracterizate prin căderi mari în profilul lor longitudinal, și cu profile transversale în formă de V; platouri de tipul „planeze" sînt bine păstrate în zonele interfluviale. Grupa aceasta de văi este independentă de structura geologică tectonică a sectorului.

Caracterele petrografice ale masivului. Din punct de vedere petrografic, acest masiv eruptiv prezintă următoarele tipuri de roci: andezite cu hornblendă și biotit (dealurile Șumuleu Mare și Șumuleu Mic) și andezite cu hornblendă și piroxeni (dealurile Șuta, Harom etc.).

Aceste andezite au structură porfirică, cu pasta microcristalină, cu sticlă pînă la 5% (Șumuleu), și structură hialopilitică, cu sticlă între 30 și 40%, devitrificată (Șuta, Harom), cu microliți și granule de feldspați, amfiboli, piroxeni (alterați), magnetit și alte elemente opace.

Generația porfirică constă din feldspați plagioclazi, mai mult sau mai puțin alterați, cu habitus prismatic, mai rar tabular, cu multe incluziuni (Șumuleu), și din feldspați cataclazați (Șuța, Harom), prezentînd

St. cerc. geol. geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 1, p. 73–84, București, 1971

circa 30% din generaţia porfirică. Chimismul feldspaţilor, legile de maclă şi frecvenţa lor sînt redate în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Chimismul feldspaţilor

Legea de maclă, frecvenţa, conţinutul în An % / Tipul de rocă	Karlsbad		Albit		Albit-Karlsbad		Albit—Ala		Periclin	
	Fr %	An %	Fr %	An %	Fr %	An %	Fr %	An %	Fr %	An %
Andezit cu hornblendă şi biotit	35	42	25	44	30	40—45	5	48	5	45
Andezit cu hornblendă şi piroxeni	30	47—55	25	50	25	49—50	12	48	8	50—52

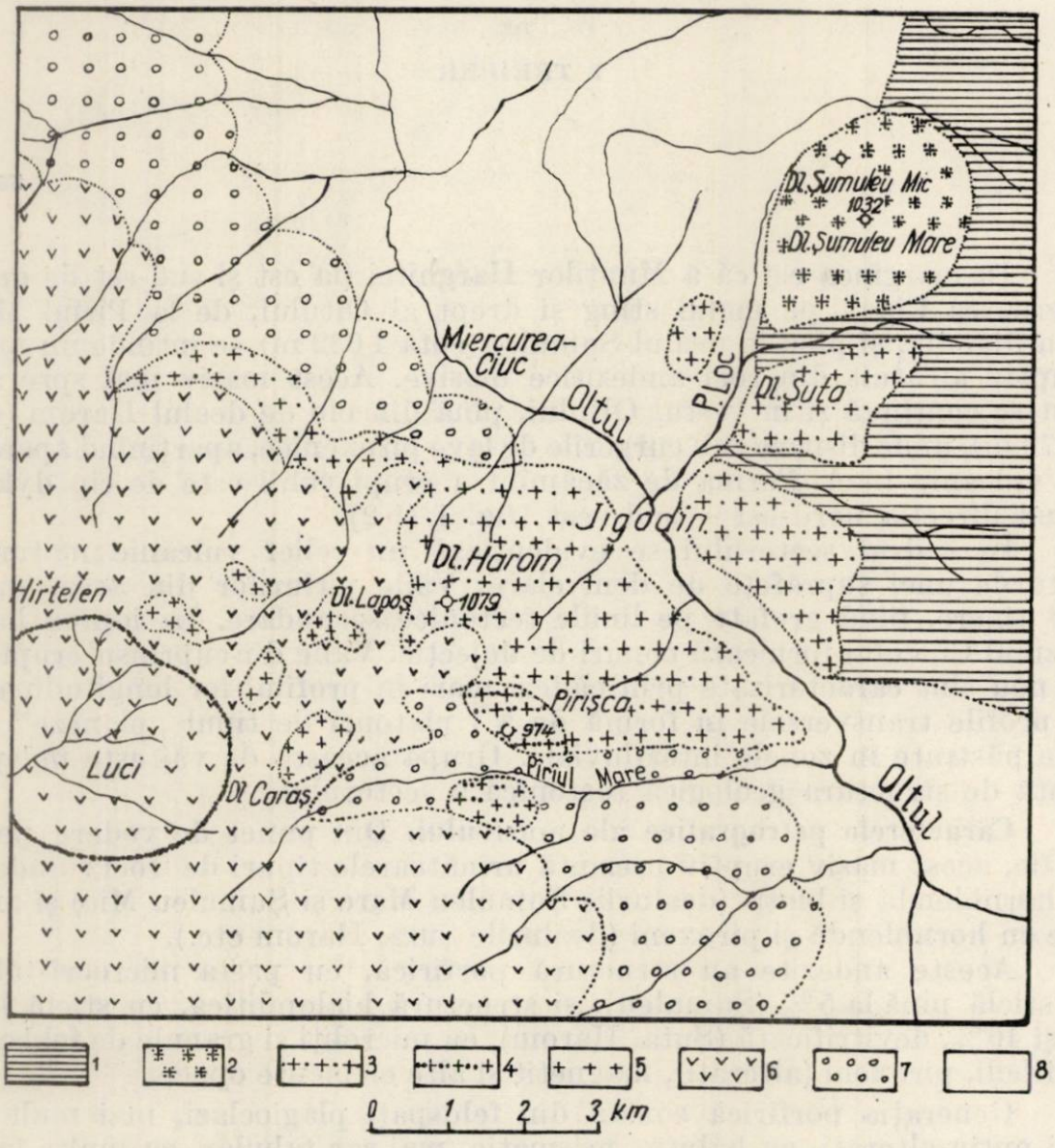


Fig. 1. — Schiţă de hartă geologică a masivului eruptiv Şumuleu-Jigodin-Harom.

1, Cretacic; *2*, andezit cu hornblendă şi biotit; *3*, andezit cu hornblendă şi piroxeni; *4*, andezit cuarţifer; *5*, petice de andezite cu hornblendă şi piroxeni; *6*, lava faciesului Luci; *7*, piroclastite; *8*, cuaternar.

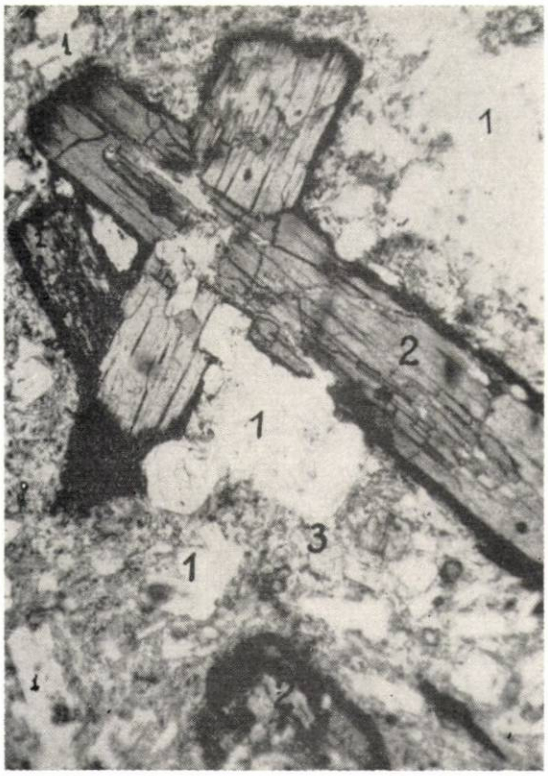


Fig. 1. — Andezit cu hornblendă și piroxeni (dl. Șuta). Nic. ‖ ; × 56.

1, Feldspați; *2*, hornblendă cu zonă de opacit; *3*, pastă microlitică.

Fig. 2. — Andezit cu hornblendă și piroxeni (dl. Harom). Nic. ‖ ; × 55.

1, Feldspați; *2*, hipersten; *3*, hornblendă opacizată; *4*, pastă caolinizată.

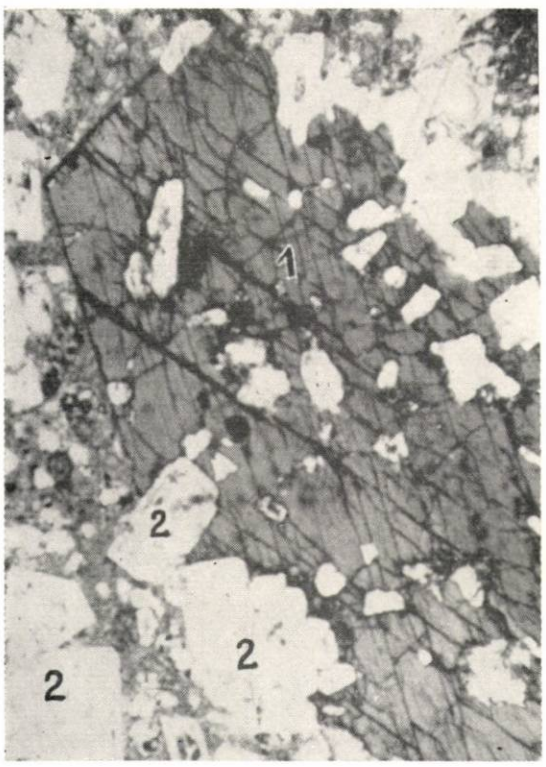


Fig. 3. — Andezit cu hornblendă și piroxeni (dl. Caraș). Nic. ‖ ; × 75.

1, Hornblendă; *2*, feldspați.

Fig. 4. — Andezit cu hornblendă resorbită și piroxeni (dl. Lapoș). Nic. ‖ ; × 55.

1, Feldspați; *2*, piroxeni; *3*, hornblendă resorbită.

Hornblendele sînt de culoare galben-brună, frecvent alterate, cu zone mai puţin sau mai mult groase de opacit, atingînd cîteodată dimensiuni de 0,7 cm (pl. I, fig. 1). Biotitele au între 0,3 şi 0,5 cm, sînt alterate frecvent şi numai după formă se poate deduce existenţa acestui mineral. Aceste ultime două minerale reprezintă circa 10% din generaţia porfirică. (Biotitul lipseşte la rocile de la Şuta, Harom). Piroxenii sînt reprezentaţi prin hipersten prismatic (pînă la 0,5 cm) şi augit (pl. I, fig. 2), frecvent alteraţi, formînd agregate, şi reprezintă între 15 şi 20% din generaţia porfirică. Granulele de magnetit sînt frecvente, reprezentînd circa 2% din masa rocii.

La vest de acest masiv se găsesc nişte petice de andezite amfibolice cu piroxeni (dealul Caraş, cota 1 075 m, Poiana Hirtelen etc.). Al. Vasilescu (1964) separă aceste roci, după cantitatea şi calitatea hornblendei, în trei tipuri:

— andezite cu hornblendă şi piroxeni;
— andezite cu hornblendă verde şi piroxeni;
— andezite cu hornblendă resorbită şi piroxeni.

Toate aceste roci sînt masive, grăunţoase, cu cristale de plagioclazi şi hornblende foarte bine dezvoltate, care frecvent ating o lungime de 1 cm şi o lăţime de 0,5 cm. La microscop, structura rocii este porfirică, cu pasta microlitică-pilotaxitică şi fluidală, prezentînd elemente mărunte asemănătoare cu ale fenocristalelor. Feldspaţii generaţiei porfirice au dimensiunile între 0,1 şi 1 cm, sînt idiomorfi, nealteraţi (cataclazaţi la andezitele de la Lapoş) şi alcătuiesc circa 30% din fenocristalele rocii. Chimismul feldspaţilor, legile de maclă şi frecvenţa lor sînt redate în tabelul nr. 2.

Tabelul nr. 2

Chimismul feldspaţilor

Legea de maclă, frecvenţa, conţinutul în An % / Tipul de rocă	Karlsbad		Albit		Albit—Karlsbad		Albit—Ala		Aclin şi periclin	
	Fr %	An %	Fr %	An %	Fr %	An %	Fr %	An %	Fr %	An %
Andezit cu hornblendă şi piroxeni	31	50	25	50	24	52	10	48	10	50—52
Andezit cu hornblendă resorbită şi piroxeni	30	49—50	25	48—52	25	55	11	51	9	45—50

Hornblendele sînt de asemenea mari (pînă la 1 cm), de culoare verde, cu multe incluziuni mărunte (pl. I, fig. 3), alcătuind circa 20% din fenocristale. La andezitele de la Lapoş toate hornblendele sînt opacitizate (pl. I, fig. 4). Piroxenii, reprezentaţi prin augit şi hipersten, au dimensiuni reduse, ocupînd circa 5—10% din fenocristale.

Aceste roci, întîlnite şi de noi, din punct de vedere structural şi al compoziţiei mineralogice, în general, sînt asemănătoare între ele (andezitul

alterat de la Lapoş este un tip metamorfozat al peticelor de andezite din celelalte ocurenţe).

Peticele de andezite cu hornblendă şi piroxeni, după Al. Vasilescu (1964), ocupă o poziţie superioară faţă de andezitele piroxenice (facies de Luci), „a căror corelare este însă dificilă faţă de modul lor de apariţie şi de poziţia lor geometrică în cadrul structurii geologice a regiunii". Luînd însă în considerare la aceste roci structura, compoziţia mineralogică şi chimică, frecvenţa legilor de maclă a feldspaţilor, foarte asemănătoare cu a andezitelor amfibolice cu piroxeni de la Şuta, putem presupune că aceste petice de roci aparţin masivului Şumuleu — Harom. Ele au ieşit la suprafaţă sau prin eroziunea faciesului de Luci, sau au format nişte proeminenţe, care au fost înconjurate cu lava de Luci.

În dealul Pirişca, Al. Vasilescu (1964) a semnalat existenţa unor andezite cuarţifere. Acest tip de roci a fost întîlnit în mai multe puncte din sector, grupate în bazinul de recepţie al Văii Mari. Ele se prezintă ca roci compacte, dure, fin grăunţoase, cu culori în general deschise. La microscop, roca este constituită din plagiclazi cu 35—50% An, 4—14% hornblendă (cu dimensiuni pînă la 0,8 cm), fiind în întregime opacizată, augit, reprezentat prin prisme scurte, ocupînd circa 10% din suprafaţa secţiunii. Cuarţul constituie elementul caracteristic al acestui tip de roci (cu circa 0,5%), prezentînd granule de dimensiuni variabile, cu urme de coroziuni magmatice. Uneori prezintă incluziuni de feldspat şi augit.

Caracterele petrochimice ale masivului. Pentru a ne da seama de caracterul chimic, s-au efectuat cîteva analize chimice din aceste roci; unele date chimice au fost preluate din literatură (de exemplu nr. 7 şi 8, cu gradul cel mai mare şi cel mai mic de silicifiere din andezite cuarţifere). Pentru analizele chimice au fost alese roci tipice, care atît macroscopic, cît şi microscopic s-au dovedit a fi mai intacte (tabelul nr. 3).

Conţinutul de SiO_2 al acestor roci variază în limite mai strînse (59,45 — 60,91%), făcînd excepţie andezitul de la Şumuleu, respectiv cel de la Pirişca, cu un conţinut de 63,82 şi 62,70%, respectiv 62,3%. La parametrii lui Niggli (tabelul nr. 4), valorile „si" oscilează în limite foarte largi (136 şi 266). Ordinea de mărime a celorlalţi termeni grupează destul de strîns, atestînd caracterul asemănător; în tetraedrul de concentraţie punctele de proiecţie ale rocilor se restrîng în secţiunea a V-a, în afară de andezitul de la Şumuleu şi Poiana Pietroasă (secţiunea a IV-a), precum şi cel din dealul Pirişca (secţiunea a VII-a). (Valoarea ridicată a parametrului „al" ar putea însemna o oarecare stare de alterare, dacă ar fi însoţită şi de o creştere corespunzătoare a lui „k").

Din aceste date reiese deci că andezitele acestui masiv aparţin seriei calcosodice, grupa magmelor dioritice. În cadrul grupei se constată o diferenţiere de la tipul leucotonalitic-leucopeléetic-cuarţdioritic la cel peléeitic.

Din examinarea parametrului „qz" observăm, de asemenea, o variabilitate în cadrul masivului, prezentînd în general roci saturate şi suprasaturate; numai într-un singur caz avem roci nesaturate (nr. 8).

Diagrama de diferenţiere după Niggli (fig. 3) indică gradul de diferenţiere destul de avansat al rocilor examinate; caracterul calcoalcalin este indicat de valoarea ridicată a parametrului „c" faţă de parametrul

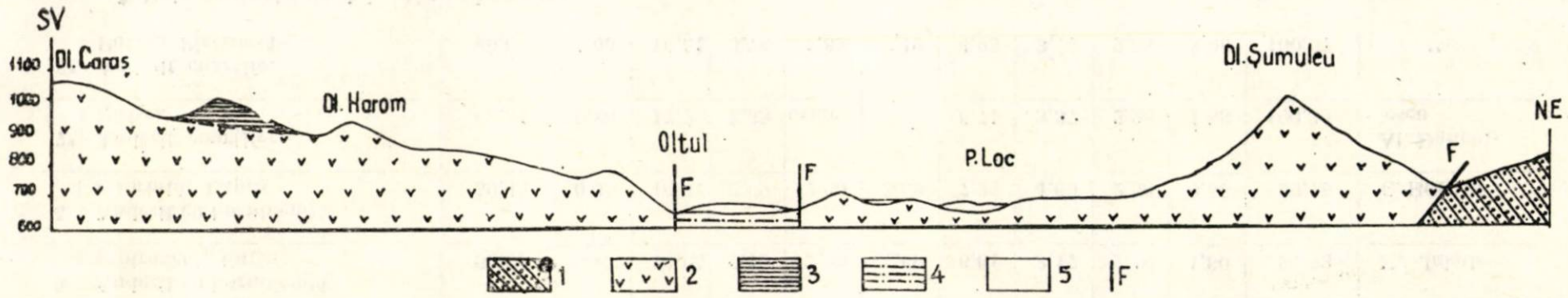


Fig. 2. — Schiță de profil geologic între dealurile Caraș și Șumuleu.

1, Cretacic; *2*, masivul eruptiv; *3*, lava faciesului Luci; *4*, pliocenul superior; *5*, cuaternar; F—falii.

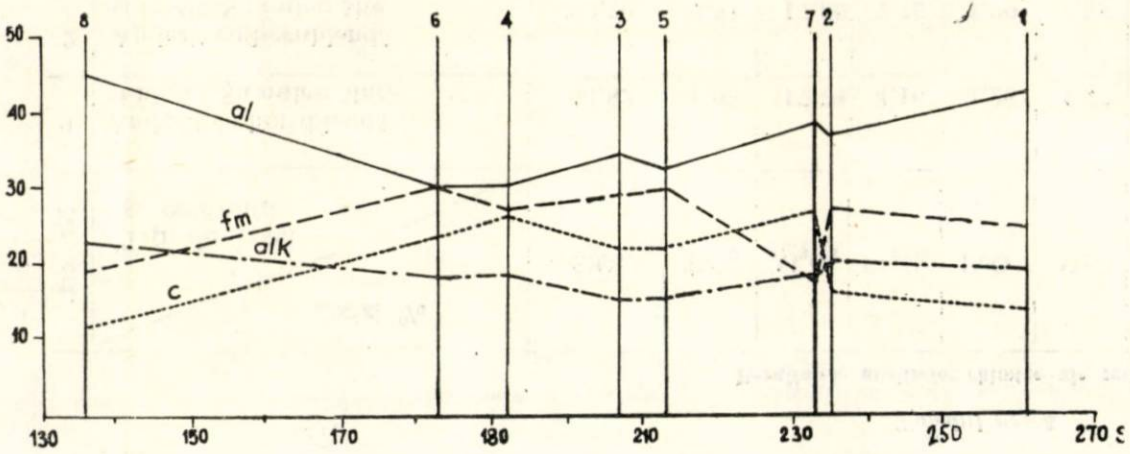


Fig. 3. — Diagramă de diferențiere după Niggli.

1, Șumuleu Mare; *2*, Șumuleu Mic; *3*, Șuta; *4*, Harom; *5*, Caraș; *6*, Lapoș; *7*, Pirișca, *8*, Poiana Pietroasă.

Tabelul nr. 3

Rezultatele analizelor chimice ale rocilor

Nr. crt.	Oxizi % / Tip de rocă şi ocurenţă	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	PC	Σ	Analist
1	Andezit cu hornblendă şi biotit, Şumuleu Mare	63,82	1,05	17,04	4,16	1,26	1,27	3,07	3,20	2,40	2,15	99,42	C. Brassai
2	Andezit cu hornblendă şi biotit, Şumuleu Mic	63,70	0,51	17,00	2,76	1,39	2,58	4,03	3,42	2,85	1,63	99,87	”
3	Andezit cu hornblendă şi piroxeni, Şuta	60,30	—	17,30	6,14	1,60	2,00	6,23	3,35	2,30	0,75	99,97	E. Jakab
4	Andezit cu hornblendă şi piroxeni, Harom	60,07	0,64	16,00	3,60	0,24	3,79	7,40	4,39	1,95	1,12	99,50	C. Brassai
5	Andezit cu hornblendă şi piroxeni, Caraş	60,91	—	16,05	6,10	2,09	1,69	6,01	3,17	2,10	1,60	99,72	E. Jakab
6	Andezit cu hornblendă resorbită, Lapoş	59,45	0,45	16,61	2,09	2,90	3,98	7,22	4,00	2,50	0,55	99,75	C. Brassai
7*	Andezit cuarţifer, Pirişca	62,34	0,80	17,26	3,65	urme	1,93	6,71	3,37	2,26	1,98	100,30	Al. Dănciulescu
8*	Andezit cuarţifer Poiana Pietroasă	60,00	1,05	16,51	3,78	1,82	3,19	4,95	3,70	2,55	3,06	100,07	”

* Date preluate de Al. Vasilescu.

Tabelul nr. 4

Valorile Niggli

Nr. crt.	si	al	fm	c	alk	k	mg	o	c/fm	Secţiunea	qz	Q	L	M	α	Tipul de magmă
1	266	42	25	14	19	0,33	0,31	0,52	0,56	IV	90	51	36	13	6,2	leucotonalitic
2	235	37	27	16	20	0,34	0,54	0,29	0,59	IV	55	47	42	11	5,2	,,
3	207	34	29	22	15	0,31	0,34	0,51	0,75	V	47	43	43	14	3,0	leucopeléeitic
4	192	30	27	26	17	0,22	0,60	0,31	0,96	V	24	41	41	18	2,2	,,
5	213	33	30	22	15	0,31	0,28	0,51	0,72	V	53	45	40	15	3,6	Leucopeléeitic -cuarţdioritic
6	183	30	30	23	17	0,28	0,60	0,15	0,76	V	15	39	42	19	1,7	peléeitic
7	233	38	17	27	18	0,30	0,90	0,86	1,58	VII	61	46,2	42,3	11,5	4,7	leucopeléeitic
8	136	45	19,5	12	23,5	0,30	0,80	0,43	0,61	IV	58	43,1	42,9	14,0	3,10	,,

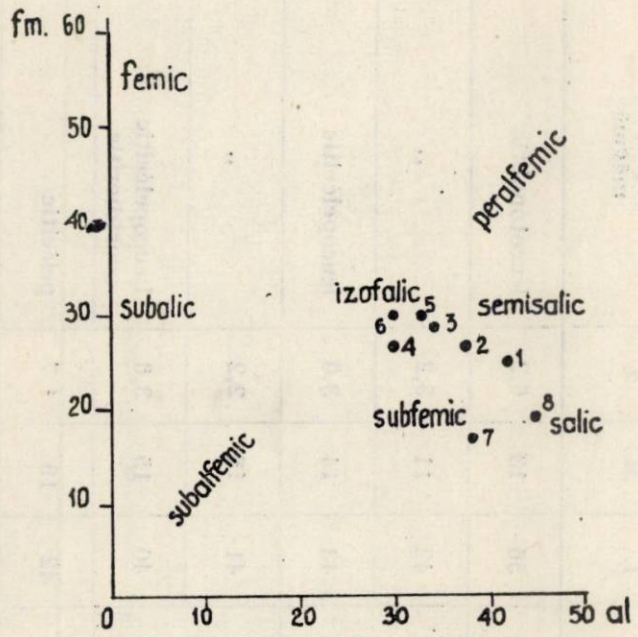


Fig. 4. — Diagrama fm-al (cifrele ca la fig. 3).

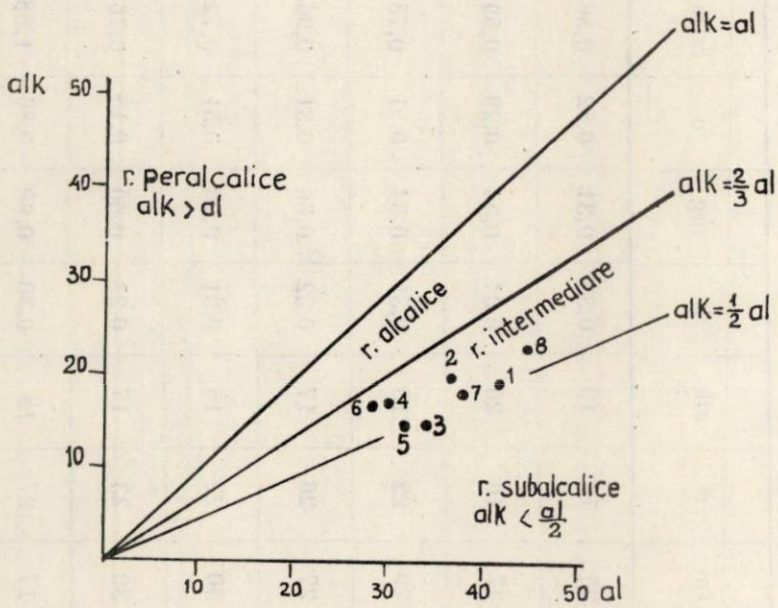
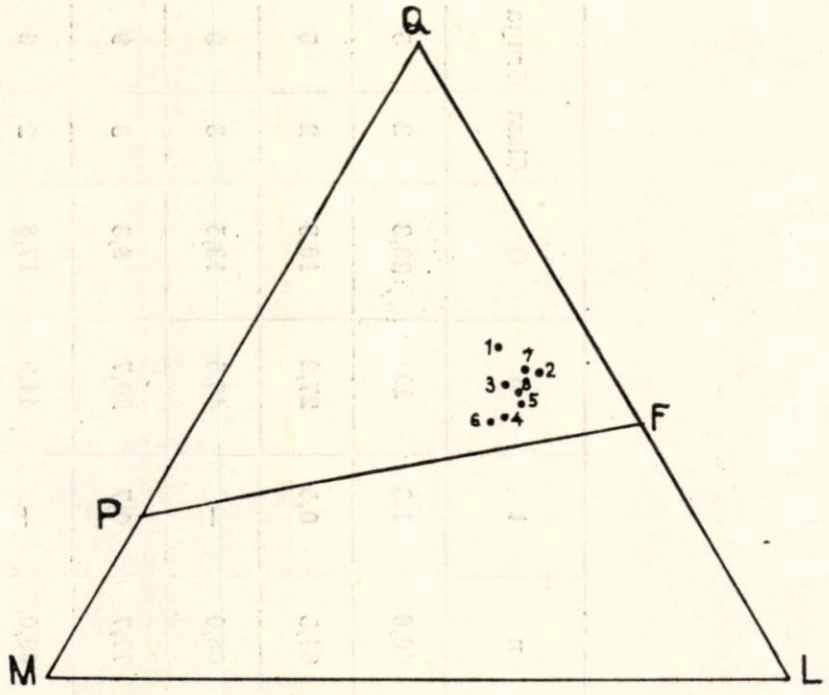


Fig. 5. — Diagrama alk-al (cifrele ca la fig. 3).

Fig. 6. — Triunghiul QLM (cifrele ca la fig. 3).



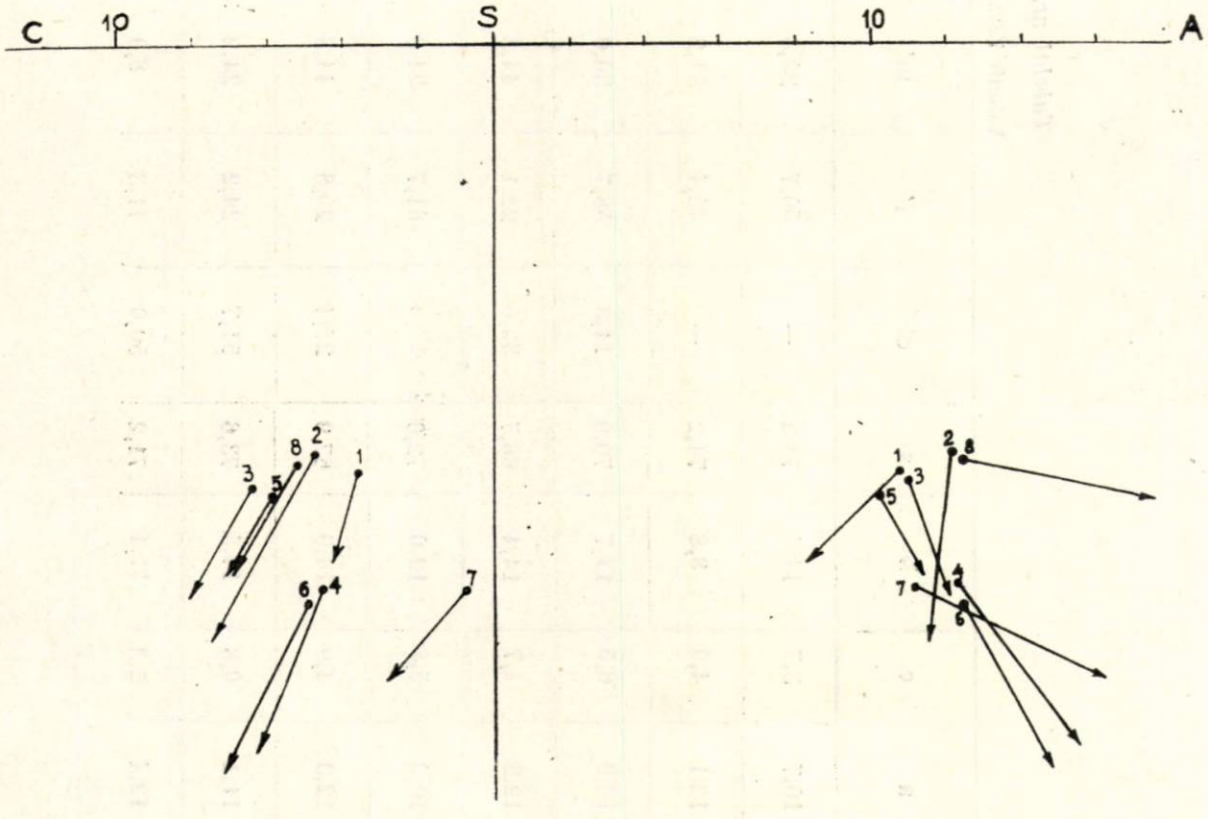


Fig. 7. — Diagrama valorilor Zavariţki (cifrele ca la fig. 3).

Tabelul nr. 5

Valorile Zavarițki

Nr. crt.	a	c	b	s	c′	f′	m′	a′	n	t	φ	Q	Clasa	Grupa
1	10,7	3,7	11,4	74,2	—	50,7	22,8	26,5	66,6	1,3	29	23,3	2	5
2	12,1	4,9	8,8	74,2	—	42,4	51,2	6,4	64,5	0,5	27,2	19,3	2	5
3	10,9	6,5	11,7	70,9	11,3	58,7	30,0	—	68,0	—	45,5	13,5	3	9
4	12,2	4,7	14,4	68,7	33,6	22,1	44,3	—	77,7	0,7	20,7	8,3	3	9
5	10,2	5,8	12,0	72,0	13,5	61,7	24,8	—	69,0	—	44,9	17,8	2	6
6	12,3	4,9	14,9	67,9	25,4	29,8	44,8	—	71,7	0,5	11,7	7,0	3	9
7	11,1	0,8	14,5	73,6	51,7	24,2	24,2	—	69,6	0,9	35,4	24,2	2	3
8	12,4	5,3	11,1	71,2	50,0	41,3	8,9	—	62,5	1,2	27,8	12,3	2	6

„alk", afară de cele două extremităţi (nr. 1 şi 8). După cum se vede pe diagramele din figurile 4 şi 5, magmele au în special caracter izofelic, semisalic şi subordonat salic şi semifemic, prezentînd o alcalinitate intermediară.

În triunghiul valorilor de bază QLM (fig. 6), punctele de proiecţie 1,2 şi 7 ocupa un loc superior, care confirmă caracterul mai acid al acestor roci. Dispersie mai pronunţată se observă la andezitul de la Şumuleu, care prin caracterul lui şi mai acid ocupă locul cel mai extrem.

În ceea ce priveşte parametrii Zavariţki (tabelul nr. 5), rocile examinate (prezentînd diferenţe mai mari la valorile complimentare) se încadrează în clasele 2 şi 3 (deci în clasele rocilor acide şi intermediare). Diagrama prezentată în figura 7 confirmă caracterele apropiate ale rocilor analizate, acestea grupîndu-se pe un spaţiu foarte restrîns, spre partea ei superioară. Diagrama parametrilor Zavariţki mai pune în evidenţă tipul de rocă suprasaturat în aluminiu (nr. 1 şi 2), confirmînd observaţiile făcute prin interpretarea parametrilor Niggli.

Atît analizele petrografice ale acestor roci (asociaţia proporţională a mineralelor melanocrate, frecvenţa legilor de maclă şi compoziţia chimică a feldspaţilor), cît şi datele de analize chimice denotă o diferenţiere magmatică într-o măsură mică, fapt care însă ne permite presupunerea unei evoluţii în procesele magmatice şi o succesiune în punerea în loc a masivului eruptiv.

Luînd în considerare parametrii Niggli şi Zavariţki ai rocilor din acest masiv, ei concordă în sensul strict cu aceia ai andezitelor cuarţifere de la Pirişca, pe care, ca atare, le putem încadra în acest masiv eruptiv.

Vîrsta masivului eruptiv este greu de precizat. După relaţiile cu rocile înconjurătoare, majoritatea cercetătorilor dau o vîrstă dacian inferior. Masivul eruptiv se întinde în lungul liniei tangenţiale NNE — SSE a scufundării bazinului (care s-a format în timpul dezmembrării cutelor flişului intern din Carpaţii Orientali) şi este acoperit la nord-vest de sedimente vulcanogene remaniate din prima fază de erupţie a Harghitei centrale. Pe baza acestor considerente, masivul eruptiv s-a pus în loc în prima fază a seriei eruptive din Harghita, şi anume la începutul fazei de dezvoltare a Bazinului Ciuc.

BEITRÄGE ZUR PETROGRAPHISCHEN UND PETROCHEMISCHEN UNTERSUCHUNG DES ERUPTIVEN MASSIVS ŞUMULEU—JIGODIN—HAROM (HARGHITA)

ZUSAMMENFASSUNG

Das eruptive Massiv Şumuleu—Jigodin—Harom (an der Ostseite der Harghita) hat folgende Zusammensetzung: Hornblende und Biotit-Andesite: (die Berge Şumuleu Mare und Şumuleu Mic), Hornblende und Pyroxen-Andesite; (die Berge, Şuta, Harom, Caraş, Lapos) und Quarz-Andeste (der Berg Pirişca), die teilweise mit Pyroxen-Andesiten bedeckt sind (Luci). Vom chemischen Standpunkt gehören diese Gesteine zu dioritischen Magmen, mit einer Differenzierung von den leukotonalytischen,

leucopeléeitisch-quarzdioritischen Typen bis zu den peléeitischen. Aus den Verhältnissen des Massivs mit den nebenliegenden Gesteinen zu schließen, gehören sie, — nach der Meinung einiger Forscher — der Unterdazischen Stufe an. Dieses Massiv liegt in der Länge der tangentialen Bruchlinie in der Vertiefung des Beckens und ist im NW von den remanierten Agglomeraten bedeckt, die aus den ersten Eruptionsphasen stammen. Daher entstand es also in der ersten Phase der Eruptionsreihe der Harghita, und zwar am Anfang der Entwicklung des Ciuc-Beckens.

BIBLIOGRAFIE

Gheorghiu C. (1961), *Relaţiile între sedimentele terţiare şi eruptivului lanţului Harghita*, D.S. Com. geol., **XL—XLI**.

Grigore I. (1965), *Contribuţii la stabilirea vîrstei geologice a erupţiilor din lanţul vulcanic Călimani—Gurghiu—Harghita*, Rev. minelor, *1*.

Nagy L. (1958), *Contribuţiuni la geologia Harghitei de est*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", Ser. a II-a, fasc. 1.

Török Z. (1956) *A Kelemen-havasokban, valamint a Görgény—Hargita vulkáni lánc területén található fiatal eruptivum geologiai kutatásának módszertani kérdései*, A Kolozsvári Bólyai Tudományegyetem.

— (1959), *Adatok a Hargita—Fürdő és a Kakukhegy közötti terület geológiájához és a kaolintelepek képződésének kédéséhez*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", Ser. a II-a, fasc. 1.

Treiber I., Mezei Z. (1957), *Adatok a Felcsiki medence és környékének geológiájához és tektónikájához*, A Csiki-Muzeum közleményei.

Vasilescu Al. (1964 *a*), *Cercetări geologice şi petrografice în partea de sud-est a Munţilor Harghita*, D.S. Com. geol., L/2.

— (1964 *b*), *Asupra prezenţei cinabrului în Munţii Harghita (la Sîntimbru—Ciuc)*, D.S. Com. geol., L/II (1962—1963).

Primit în redacţie la 21 mai 1970

Universitatea „Babeş-Bolyai", Cluj

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA MYRMEKITELOR

DE

MARIN ȘECLĂMAN

55 (05)

A. PREZENTARE GENERALĂ

În roci și mai ales în minereuri există un număr relativ mare de concreșteri desemnate sub termenul de „myrmekite". În acest articol noi ne referim doar la myrmekitele propriu-zise, adică la concreșterile microscopice dintre cuarțul vermicular și plagioclaz, care se deosebesc radical de celelalte concreșteri microscopice, prin faptul că întotdeauna în jurul lor întîlnim feldspat potasic, pur sau în concreștere cu albitul.

Nu există un acord unanim în ceea ce privește geneza myrmekitelor. Foarte răspîndită este ipoteza lui B e c k e (1908), conform căreia myrmekitul rezultă în urma substituției feldspatului potasic de către plagioclaz. Ca rezultat al acestei substituții se eliberează silice, care se fixează sub formă vermiculară în plagioclaz. (După cîte se poate remarca, asociația myrmekit — feldspat potasic B e c k e a încercat să explice prin originea cuarțului vermicular, considerîndu-l ca fiind de altă natură decît restul cuarțului din rocă. El nu arată însă de ce cuarțul eliberat se fixează sub formă vermiculară, și nu sub o altă formă). D r e s c h e r — K a d e n (1948) are un punct de vedere opus. El consideră că myrmekitele rezultă în urma substituției plagioclazului de către feldspatul alcalin și cuarț. R o q u e s (1955) interpretează myrmekitele ca datorindu-se unei metasomatoze în esență silicioasă, însoțită de eliberarea aluminei, calcei și potasiului. Exsoluția feldspatului alcalin, ca proces de formare a myrmekitelor, este susținută, printre alții, de H u b b a r d (1966). Această ipoteză se bazează pe presupunerea că feldspatul alcalin de temperatură înaltă conține în amestec un component calcic de forma Ca / Al SI_3O_8 / care, prin exsoluție, trece în anortit și silice. Conform acestei ipoteze, cele trei minerale implicate în structura myrmekitică, respectiv cuarțul, plagioclazul și feldspatul potasic, au provenit din dezamestecul aceleiași faze mixte. Ipoteza nu explică însă de ce cuarțul rezultat intră în concreștere

St. cerc. geol, geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 1, p. 85–93, București, 1971

numai cu plagioclazul, ci nu şi cu feldspatul potasic. Sarma şi Raja (1959) (citaţi de D. Shelley, 1964) presupun că cuarţul din myrmekit a putut să rezulte din descompunerea anortitului din plagioclaz, în condiţii de stress. În paralel, rezultă epidot şi plagioclaz mai bogat în sodiu, acesta din urmă intrînd în concreştere cu cuarţul. D. Shelley (1964, 1967) este primul autor care consideră că silicea vermiculară are aceeaşi origine cu cea pe care o găsim în restul cuarţului din rocă. El acordă de asemenea mare importanţă faptului că myrmekitele se întîlnesc în zonele cu structură cataclastică. Punctul său de vedere este că myrmekitele s-au format prin încorporarea cuarţului, aflat în procesul recristalizării, de către un albit în creştere. După părerea sa, albitul este rezultat din dezamestecul ortoclazului, proces care are loc în zonele cu texturi cataclastice.

B. CÎTEVA DATE DE OBSERVAŢIE

Cu scopul de a elucida modul lor de formare, noi am examinat un mare număr de myrmekite din diverse roci, colectate în cea mai mare parte de pe teritoriul României. Cele mai semnificative date de observaţie referitoare la ocurenţa şi proprietăţile myrmekitelor le-am rezumat astfel :

1) Rocile în care întîlnim myrmekitele sînt holocristaline şi conţin neapărat, ca minerale independente, plagioclaz (începînd de la oligoclaz acid pînă la labradar), feldspat potasic (pur sau în creştere cu albitul) şi cuarţ. Aşa sînt, de exemplu, unele granite, unele granodiorite, unele sienite, unele gnaise etc. Absolut toate aceste roci prezintă indicii de cataclazare, care se reflectă mai ales în reţelele de plagioclaz (îndoiri ale planelor de maclă, crăpături, rotiri şi compartimentări ale reţelelor etc.).

2) Plagioclazul din myrmekit are un chimism care poate să varieze de la o rocă la alta între An_{12} — An_{34}. Uneori el este mai bogat în albit decît restul plagioclazului din rocă şi acest lucru îl remarcăm în rocile în care plagioclazii sînt zonaţi. Însă în rocile în care plagioclazii nu sînt zonaţi (aşa cum sînt unele gnaise microclinice din Carpaţii Meridionali), plagioclazul din myrmekit şi restul plagioclazului din rocă au acelaşi chimism.

3) Vermiculii de cuarţ nu sînt orientaţi reticular faţă de plagioclazul gazdă. Constatarea aceasta a făcut-o pentru prima oară Drescher—Kaden (1948).

Ca urmare, vermiculi cu aceeaşi orientare optică aparţin aceleiaşi reţele de cuarţ. Existenţa continuităţii reticulare între vermiculi a fost deja dovedită de Shelley (1964). Ocazional, această continuitate poate fi surprinsă în secţiune subţire, aşa cum este în figura 7. Aici se observă că vermiculi cu aceeaşi orientare optică sînt de fapt nişte „ramuri" neregulate, desprinse din una şi aceeaşi „tulpină". Se mai poate constata că, în general, există o tendinţă de ramificare succesivă a cuarţului din myrmekit (luînd o formă arborescentă care, în secţiune subţire, apare ca un evantai).

4) Uneori, între cuarţul vermicular din myrmekit şi cuarţul „liber", situat în afara myrmekitului, există continuitate reticulară. În acest caz, cele două forme de cuarţ au aceeaşi orientare optică. Prezentăm ca exemplu cazul din figurile 3 şi 4. Myrmekitele de aici se găsesc într-un sienit format din plagioclaz, micropertit, augit şi cuarţ, acesta din urmă

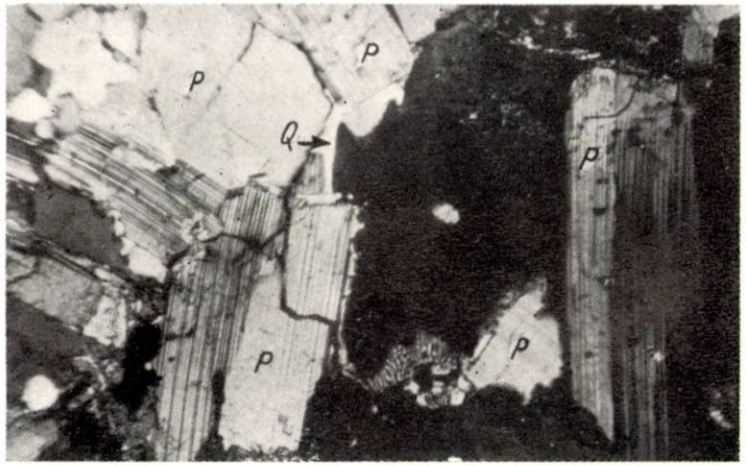


Fig. 1. — Myrmekite dezvoltate la periferia rețelelor deformate de plagioclaz. Cuarțul interstițial și cel vermicular au aceeași orientare optică. A se remarca slaba deformare a cuarțului în raport cu plagioclazul.

P, plagioclaz; *Q*, cuarț (sienit cu augit. Monzoni; N +; × 24).

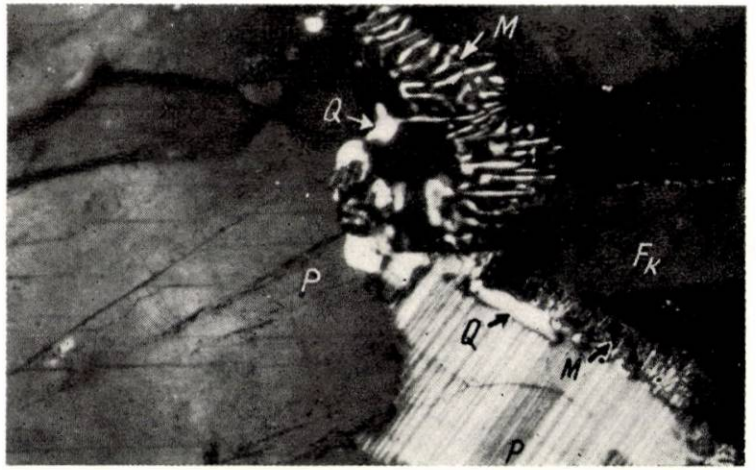


Fig. 2. — Detaliu din figura 1. Vermiculii se dispun, în general, de-a lungul planelor de maclă și de clivaj ale plagioclazului deformat. Feldspatul potasic s-a format prin substituția unei rețele preexistente de plagioclaz, de la care a moștenit forma și maclarea polisintetică.

P, plagioclaz; *Q*, cuarț; *M*, myrmekit; *Fk*, feldspat potasic (N+; × 90).

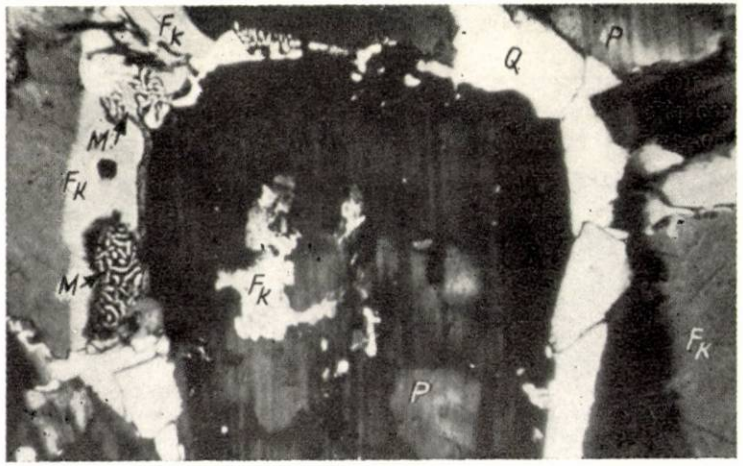


Fig. 3. — Myrmekite dezvoltate la periferia unei rețele de plagioclaz. Cuarțul „liber" și cuarțul din myrmekite au aceeași orientare optică. Plagioclazul care constituie suportul myrmekitelor este zonat și parțial substituit de feldspatul potasic.

P, plagioclaz; *Q*, cuarț; *Fk*, feldspat potasic; *M*, myrmekit (sienit cu augit. Monzoni N +; × 35).

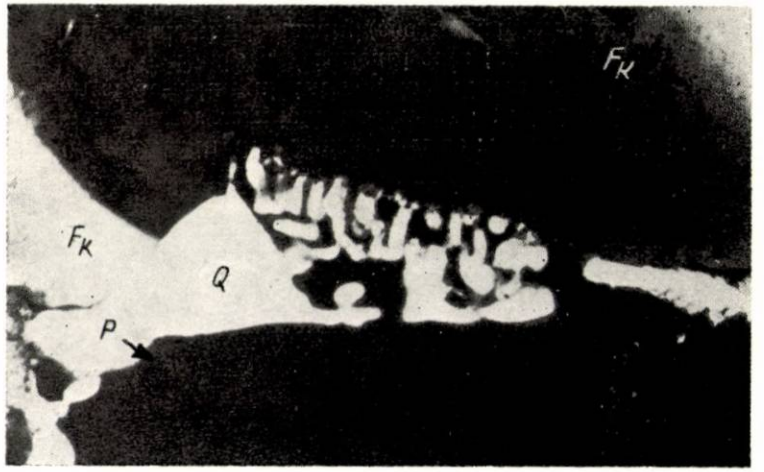


Fig. 4. — Detaliu din figura 3 (N +; × 90).

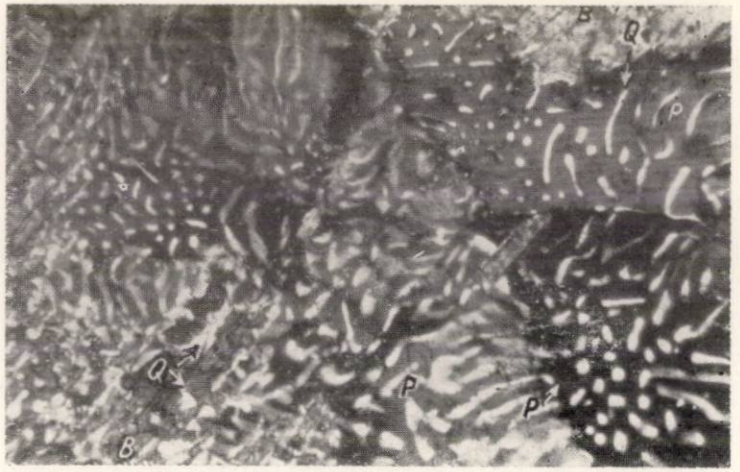


Fig. 5. — Myrmekite complexe. Cuarțul concrește atît cu plagioclazul cît și cu biotitul. Vermiculii din biotit și cei din plagioclaz au aceeași orientare optică, fiind în continuitate reticulară.

P, Plagioclaz ; *Q*, cuarț ; *B*, biotit (granit de Tismana ; N + ; × 24).

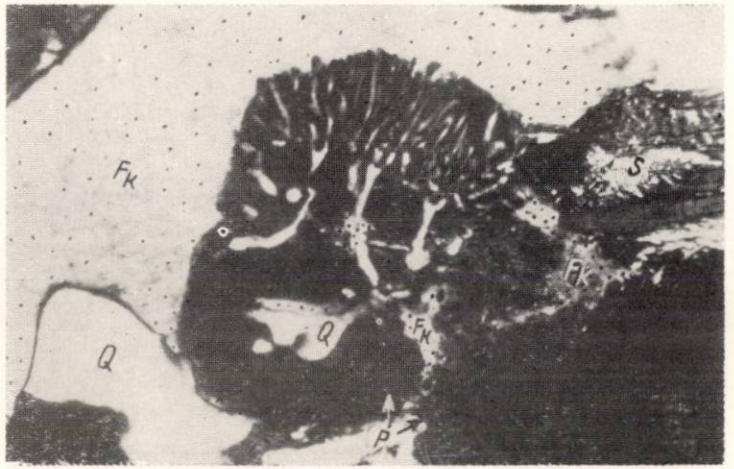


Fig. 7. — Myrmekit dezvoltat pe o parte dintr-o rețea deformată de plagioclaz. A se observa ramificarea succesivă a vermiculilor. Cuarțul „liber" și vermiculii au aproximativ aceeași orientare optică. Myrmekitul este deformat, în timp ce microclinul este nedeformat și corodează plagioclazul myrmekitic.

P, plagioclaz ; *Q*, cuarț ; *Fk*, microclin ; *S*, sericit (gnais microclinic, Munții Sebeș, Bazinul Jiului ; N + ; × 70).

Fig. 6. — Detaliu din figura 5. A se remarca tendința de dispunere a unor vermiculi de-a lungul planelor de maclă, precum și de-a lungul interfețelor dintre rețelele vecine de plagioclaz P_1 și P_2. Vermiculii care traversează maclele polisintetice ale plagioclazului (și care au interfețe în trepte) s-au dezvoltat probabil de-a lungul unor dislocații minuscule (N + ; × 120).

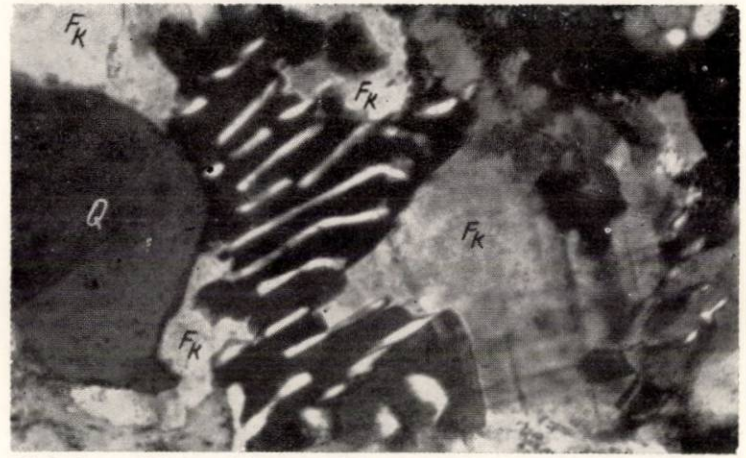


Fig. 8. — Myrmekit corodat parțial de microclin. Vermiculii, precum și cuarțul sînt deformați, pe cînd microclinul este doar slab deformat.

Q, cuarț ; *Fk*, microclin ; P, microclin (gnais microclinic, Munții Sebeș bazinul Jiului ; N÷ ; × 70).

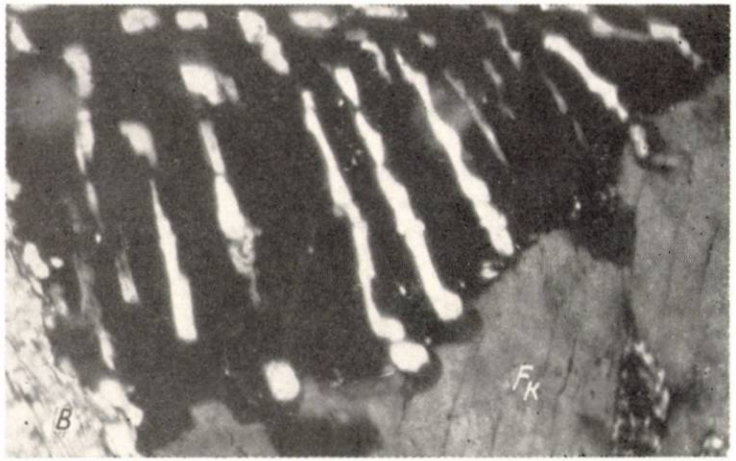


Fig. 9. — Microclin cu vermiculi laminați. Plagioclazul myrmekitic are macle polisintetice mecanice. Planele de laminare ale vermiculilor coincid cu planele de maclă polisintetică. În microclinul din jurul myrmekitului nu se observă urme ale laminării.

Fk, microclin; *B*, biotit (gnais microclinic, Munții Sebeș, bazinul Streiului; N +; × 60).

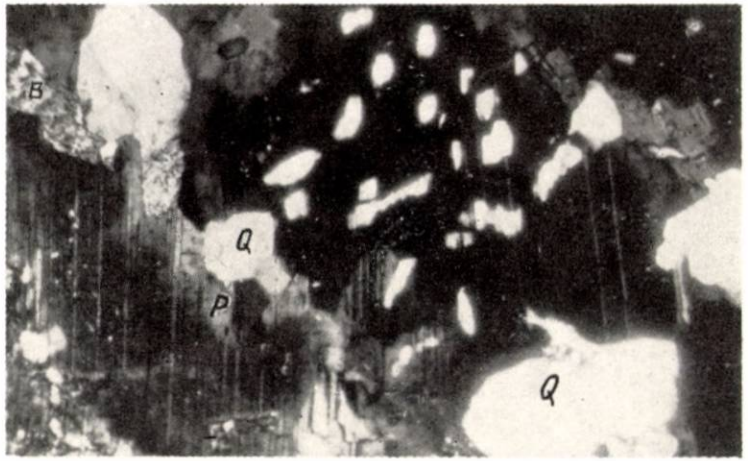


Fig. 10. — Aspect din gnaisul în care se găsește myrmekitul din figura 9. Cuarțul, mai puțin deformat, s-a dezvoltat metasomatic pe o rețea deformată și compartimentată de plagioclaz.

P, plagioclaz; *Q*, cuarț; *B*, biotit; N+; × 70).

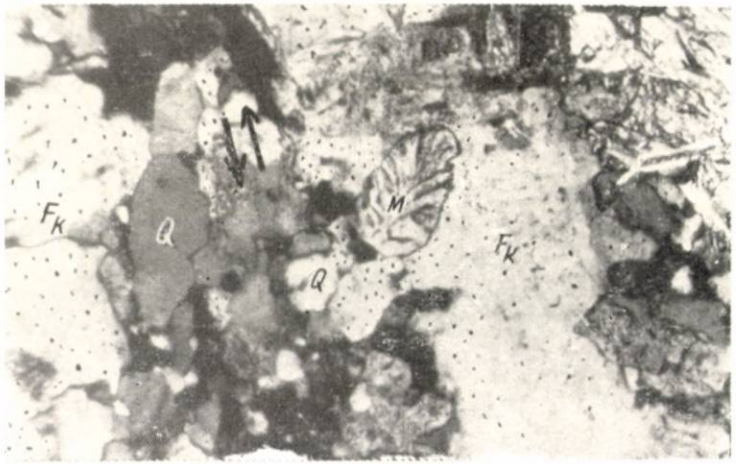


Fig. 11. — Myrmekit inclus în microclin, deplasat din poziția lui originară, datorită unor laminări tîrzii. În timpul laminării, myrmekitul a fost protejat de rețeaua de microclin din jurul său. Săgețile indică sensul probabil al forfecării.

Q, cuarț; *Fk*, microclin; *M*, myrmekit (gnais ocular, Munții Făgăraș; bazinul Vilsanului; N +; × 60).

Fig. 12. — Myrmekit dezvoltat la periferia unei rețele de oligoclaz (P_1) la contactul cu microclinul și cuarțul. Direcția generală a vermiculilor corespunde aproximativ cu planele de clivaj ale plagioclazului (indicate prin linii). Microclinul din jurul myrmekitului este dispus orientat față de plagioclazul P_2 pe care îl substituie, formînd o concreștere antipertitică. Albitul este tîrziu.

Q, cuarț;; *Fk*, microclin; *Ab*, albit (gnais microclinic, Munții Sebeș, bazinul Streiului; N+; × 70).

apărînd în interstițiile dintre granulele de plagioclaz, precum și în concrețterile myrmekitice. Partea centrală a plagioclazului conține 44—42% An și nu intră în concreștere cu cuarțul. În schimb, partea externă (25—34% An) intră în astfel de concrețteri. Vermiculii din aceste concrețteri și cuarțul liber, din afara concrețterilor, au aceeași orientare optică. În figura 1 și în detaliul din figura 2 sînt prezentate două myrmekite din același sienit. Ele sînt dezvoltate la marginea a două rețele de plagioclaz, cu orientări reticulare diferite. Cuarțul însă din cele două concrețteri, precum și cel interstițial au aceeași orientare optică. Se vede deci că în acest sienit una și aceeași rețea de cuarț apare cînd „liberă", cînd în concreștere myrmekitică cu diversele zone periferice ale rețelelor de plagioclaz.

Uneori, una și aceeași rețea de cuarț intră în concreștere myrmekitică nu numai cu plagioclazul, dar și cu alte minerale învecinate, cum ar fi biotitul, muscovitul etc. Apar în acest fel niște myrmekite „complexe", ca cele din figura 5 (pe care le găsim în unele granite cu oligoclaz, microclin, cuarț și biotit).

5) Cuarțul vermicular și cuarțul „liber" sînt, în general, mai slab deformate decît plagioclazul coexistent.

În situațiile unde există o continuitate reticulară între vermiculi și cuarțul „liber" se poate observa că rețelele de plagioclaz sînt puternic deformate, în timp ce cuarțul este slab deformat sau nu este deloc (fig. 1 și 10). În granitele cu myrmekite „complexe" observăm că nu numai plagioclazul, dar și biotitul prezintă urme ale unui proces de deformare, care nu se regăsesc în rețelele de cuarț. Astfel, în rețeaua de biotit există mai multe compartimente, cu orientări optice diferite și cu o ușoară îndoire a planelor de clivaj, determinate în mod cert de o deformare. Vermiculii de cuarț însă, care se găsesc în această rețea de biotit, păstrează aceeași orientare optică, arătînd lipsa oricărei deformări cît de cît importante.

6) Myrmekitul este, în general, mai deformat decît feldspatul alcalin înconjurător.

Structurile myrmekitice din figurile 7 și 8 prezintă indiciile unei deformări, care se reflectă, printre altele, în extincția ondulatorie a vermiculilor. Cu toate acestea, microclinul în care este inclus myrmekitul nu prezintă nici un indiciu că ar fi fost deformat. În figura 9 se poate de asemenea sesiza un fenomen asemănător. Judecînd după criteriile furnizate de V a n c e (1961), maclele polisintetice, pe care le observăm în plagioclazul acestui myrmekit, sînt de natură mecanică. De-a lungul acestor plane de maclă au avut loc niște translații microscopice, care au provocat laminări ale vermiculilor. În microclinul care învăluie însă myrmekitul nu observăm fenomene optice care să trădeze laminări sau translații reticulare, de amploarea celor observate în myrmekit.

C. DISCUȚII

Datele de observație (5) și (6) pot fi satisfăcător interpretate numai dacă admitem că : a) cele trei tipuri de rețele implicate în structura myrmekitică s-au format succesiv, în următoarea ordine : rețeaua de plagioclaz, rețeaua de cuarț vermicular, rețeaua de feldspat potasic ; b) creșterea atît a cuarțului, cît și a feldspatului potasic este de natură metasomatică și a

fost precedată de cataclazări. Ne putem însă întreba: De ce cuarţul metasomatic îmbracă o formă vermiculară şi ce rol are feldspatul potasic în realizarea acestei forme? La aceste două întrebări vom încerca să răspundem în cele ce urmează.

a) FORMA VERMICULARĂ

După părerea noastră, vermiculii nu sînt altceva decît o prelungire a cuarţului metasomatic interstiţial în interiorul plagioclazului, de-a lungul unor căi înguste de acces a silicei. O parte din aceste căi sînt localizate

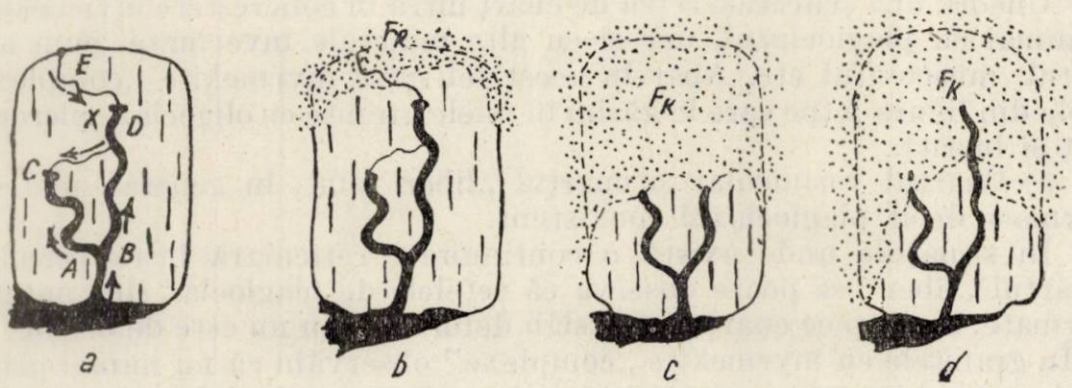


Fig. 13. — Evoluţia formei vermiculare şi a plagioclazului gazdă.

de-a lungul planelor de clivaj sau de-a lungul unor dislocaţii minuscule pe care le găsim în reţelele (sau porţiuni ale unor reţele) slab deformate de plagioclaz (fig. 2). O altă parte însă din căile de acces sînt liniare, fiind localizate de-a lungul intersecţiilor dintre planele de clivaj, sau la intersecţia dintre planele de clivaj şi celelalte plane de dislocaţie reticulară. În funcţie de forma căii de acces, cuarţul metasomatic poate să fie, deci, bidimensional sau unidimensional. Ramificarea vermiculilor (vezi fig. 2, 4 şi 7) poate fi de asemenea înţeleasă. Să luăm, de exemplu, cazul din figura 13 a, unde este figurată o reţea cu două căi de acces liniare, respectiv, ABDE şi BCD, care comunică între ele în punctele B şi D. Să presupunem că din punctul A, reţeaua de cuarţ interstiţial începe să se extindă de-a lungul căii liniare, în sensul indicat de săgeata neagră. Pe porţiunea unde se dezvoltă cuarţul, calea de acces se va „suda", aşa încît alimentarea cu silice se va face în continuare numai din direcţia opusă (sens indicat de săgeţile punctate). În punctul B, cuarţul va începe să se extindă simultan de-a lungul căilor libere BCD şi BD, îndreptîndu-se spre D. În felul acesta, apar două ramuri de cuarţ, care aparţin aceleiaşi reţele. De remarcat, însă, că este foarte puţin probabil ca cele două ramuri să se reîntîlnească în punctul D. Una din ramuri (în cazul nostru BD), avînd un drum mai scurt de parcurs pînă în punctul D, va ajunge mai repede în acest punct şi va continua să se extindă de-a lungul căii, pe intervalul DE. Ca rezultat al acestei extinderi, calea de acces a silicei spre ramura BCD se va astupa, astfel încît, pe această ramură, creşterea cuarţului va fi întreruptă undeva în punctul C. Pe baza acestui exemplu, putem să înţelegem că ramificarea cuarţului se datoreşte faptului că una şi aceeaşi reţea de cuarţ se poate

extinde simultan de-a lungul a două sau mai multor căi înguste de acces, în interiorul plagioclazului. Numai că în timp ce aceste căi se pot intersecta de mai multe ori, ramurile de cuarț, odată desprinse, nu se vor mai reîntîlni decît în cazuri extrem de rare.

b) ROLUL FELDSPATULUI POTASIC

Cuarțul vermicular reprezintă de fapt doar un studiu incipient a înlocuirii plagioclazului sau biotitului de către cuarț. Dacă metasomatoza silicioasă s-ar desfășura într-un interval de timp suficient de lung, formele vermiculare s-ar modifica, adică ar evolua de la sine către forme tridimensionale, specifice cuarțului liber. De aceea, considerăm că menținerea formelor vermiculare este posibilă numai dacă metasomatoza silicioasă este întreruptă înainte ca aceste forme să se modifice. Presupunem că agentul care determină o întrerupere a dezvoltării metasomatice a cuarțului vermicular îl constituie feldspatul potasic, și aceasta din două motive : a) Extinzîndu-se în spațiile intergranulare, de jur împrejurul rețelelor de plagioclaz, căile de acces ale silicei către vermiculi vor fi blocate. Dacă de exemplu capătul E al căii ABDE din figura 13 a va fi acoperit cu feldspat potasic, accesul silicei către ramura BDE va fi suprimat, iar ramura de cuarț își va întrerupe definitiv creșterea undeva în punctul x. b) Feldspatul potasic însuși este un consumator de silice, așa încît este posibil ca prin dezvoltarea sa în imediata vecinătate a vermiculilor, gradul de suprasaturație în silice a soluției (în raport cu cuarțul) să scadă pînă la zero, cînd creșterea vermiculilor încetează. Este de așteptat ca încetarea creșterii cuarțului, provocată de această cauză, să fie cu atît mai probabilă cu cît este mai mic gradul de suprasaturație în silice a soluției, în momentul dezvoltării metasomatice a feldspatului potasic. De altfel, se pare că rocile în care se dezvoltă structurile myrmekitice se caracterizează tocmai prin astfel de suprasaturații mici a soluției în silice, contrastînd din acest punct de vedere cu alte roci, ca de pildă cele vulcanice, intens silicifiate. În primele, dată fiind suprasaturația mică în silice, nucleii inițiali de cuarț se fixează destul de greu și numai în locurile cele mai prielnice din rocă. În consecință, nucleii de cuarț vor fi puțini, conducînd în acest fel la formarea unui mic număr de rețele, care ajung însă la dimensiuni, uneori, surprinzător de extinse (fig. 1 și 3). Suprasaturațiile mari în silicie conduc, dimpotrivă, la formarea unor rețele de cuarț numeroase și mici improprii formelor vermiculare.

După cum putem deduce din observația (6), dezvoltarea metasomatică a feldspatului potasic a fost precedată de o cataclazare, care a afectat uneori destul de profund rețelele mai vechi de plagioclaz, precum și rețelele mai noi de cuarț. O bună parte din aceste rețele au suferit laminări, fragmentări sau chiar rotiri. Ca rezultat, legătura reticulară dintre vermiculi și restul cuarțului din rocă se rupe în cea mai mare parte a cazurilor. Acesta este motivul pentru care continuitatea reticulară dintre cele două forme de cuarț o remarcăm destul de rar. Înlocuirea treptată a plagioclazului (care conține vermiculi) de către feldspatul potasic, începînd de la margine către interior, determină o evoluție continuă, a structurii myrmekitice, în sensul micșorării sale, pînă la dispariție. Cîteva

din etapele acestei evoluţii sînt redate în schiţele din figura 13. Simultan cu micşorarea myrmekitului are loc şi o modificare a formei sale, care depinde, printre altele, de vitezele relative cu care sînt înlocuite plagioclazul şi cuarţul vermicular, de către feldspatul potasic. Dacă plagioclazul este substituit mai repede decît vermiculii, aceştia din urmă vor ajunge să fie incluşi parţial şi în feldspatul potasic (fig. 7, 8 şi 13d). Dacă însă plagioclazul este substituit mai încet, myrmekitul tinde spre nişte forme care, în secţiune, sînt asemănătoare cu un evantai (fig. 11 şi 13 c).

În funcţie de stadiul în care s-a oprit înlocuirea metasomatică a myrmekitului de către feldspatul potasic, în diverse roci, sau chiar în diverse locuri din cadrul aceleiaşi roci, putem să întîlnim toate stadiile de evoluţie ale myrmekitului.

c) CÎTEVA EXPLICAŢII SUPLIMENTARE

În interpretarea de mai sus am ţinut mai puţin seama de faptul că unele myrmekite, aşa-zise de „supracreştere", se găsesc la contactul dintre plagioclaz şi feldspatul potasic (fig. 3 şi 7), pe cînd altele apar ca incluziuni în acesta din urmă, fără să prezinte legături reticulare cu vreo altă reţea de plagioclaz (fig. 11). În al doilea rînd, n-am ţinut seama de părerea, foarte răspîndită, conform căreia plagioclazul din myrmekit este mai acid decît restul plagioclazului din rocă.

Pe scurt, ne vom opri şi asupra acestor două aspecte. În figura 14 sînt redate două reţele alăturate de plagioclaz, P_1 şi P_2. Să presupunem că printr-o mişcare diferenţială a acestora (în sensul indicat de săgeţi), partea periferică P'_1 a reţelei P_1 a suferit o uşoară deslocaţie, însoţită de o deformare ceva mai puternică decît restul reţelei. Dacă această deformare este urmată de o creştere metasomatică a cuarţului (din soluţii cu suprasaturaţii mici în silice), cuarţul interstiţial poate pătrunde în porţiunea P'_1 şi să conducă la forme vermiculare. Pătrunderea se poate realiza fie dinspre interfaţa $P_2P'_1$ (fig. 14 b), fie dinspre interfaţa P_1 P'_1 (fig. 14 c). Pentru conservarea formelor vermiculare este necesar ca feldspatul potasic să înceapă să se dezvolte (încă înainte ca aceste forme să se degradeze) de-a lungul interfeţei P_1 P'_1, în primul caz, şi de-a lungul interfeţei P'_1 P_2, în cel de al doilea caz. Observaţiile microscopice arată că nucleii iniţiali ai feldspatului potasic (care se dezvoltă metasomatic), în majoritatea cazurilor, se fixează orientat pe reţelele de plagioclaz, pe care apoi le substituie treptat (fig. 12). În acest caz, feldspatul potasic poate să conserve perfect orientarea reticulară a suportului plagioclazic, fără însă să-i conserve neapărat şi conturul. Aceasta, pentru că reţeaua de feldspat potasic se poate extinde uneori cu mult în afara conturului gazdei, ajungînd la dimensiuni mult mai mari decît ale plagioclazului folosit ca suport. Aşa, de exemplu, feldspatul potasic care se dezvoltă de-a lungul interfeţei P'_1 P_2, deşi este fixat epitaxial pe plagioclazul P_1, poate să se extindă şi să corodeze şi alte reţele vecine de plagioclaz sau cuarţ, inclusiv reţeaua P_2 (fig. 14 b), şi invers (fig. 14 c). În cazul însă cînd feldspatul potasic nu se extinde dincolo de conturul plagioclazului folosit ca suport, apar pseudomorfoze. Astfel de pseudomorfoze ale feldspatului potasic pe plagioclaz se văd în figura 2. Cele două modalităţi

de pătrundere a cuarțului în plagioclazul P'_1 au condus la realizarea a două tipuri de myrmekite. Primul este realizat la contactul dintre cuarț și feldspatul potasic, putînd fi asemuit cu o „supracreștere" pe cuarț, iar cel de al doilea este realizat la contactul dintre plagioclaz și feldspatul potasic, putînd fi asemuit cu o „supracreștere" pe plagioclaz. Deformările ulterioare însă pot să deplaseze myrmekitele din pozițiile lor de origine,

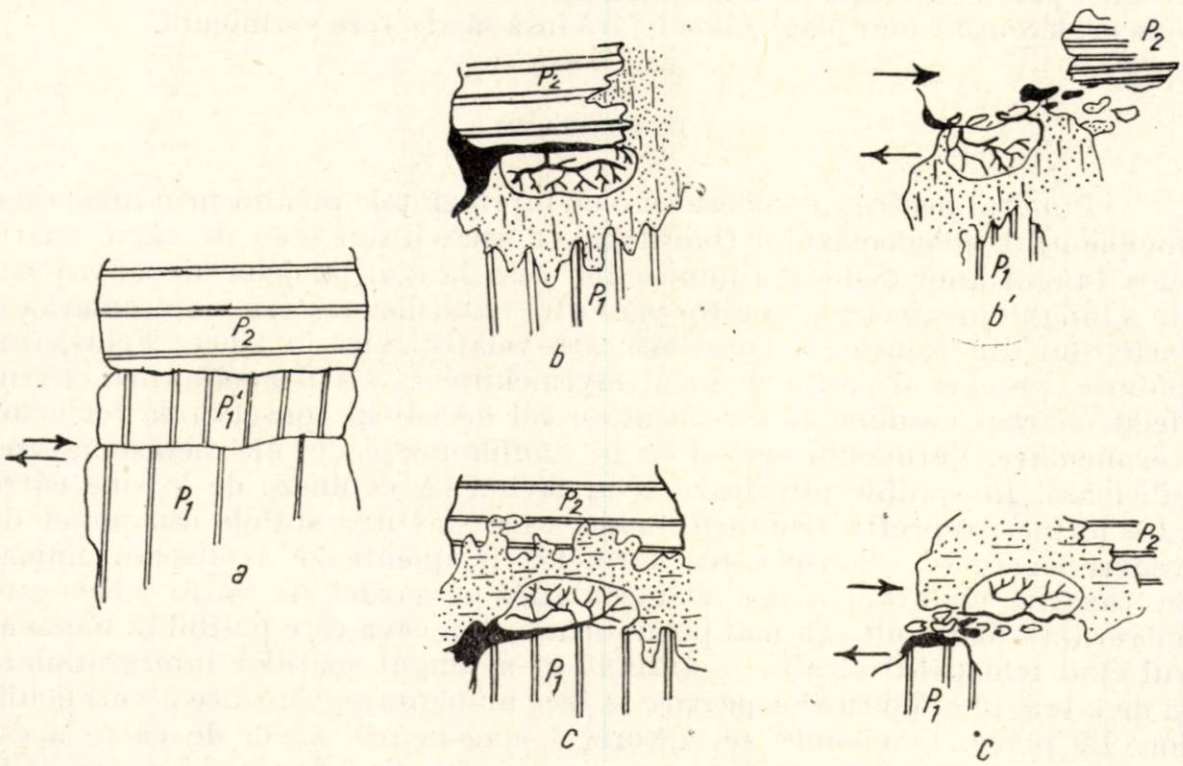


Fig. 14. — Schema de formare și deplasare a myrmekitelor din poziția lor de origine.

pierzîndu-și astfel caracterul de „supracreștere" (fig. 11 și 14 b, c'). În acest ultim caz, un rol decisiv în conservarea myrmekitelor îl are feldspatul potasic din jurul lor. Cu cît rețeaua de feldspat potasic este mai groasă, cu atît va fi mai mare șansa de conservare a myrmekitelor incluse în această rețea.

Prin urmare, la origine, toate myrmekitele au avut un aspect de „supracreștere". Numai că, ulterior, datorită deformărilor mai tîrzii, o parte dintre ele s-au deplasat, rupîndu-se legătura reticulară dintre ele și cuarțul sau plagioclazul învecinat.

Această schemă de formare și evoluție a myrmekitelor ne ușurează să înțelegem condițiile posibile în care plagioclazul din myrmekit este mai acid decît restul plagioclazului din rocă. Este foarte posibil, de pildă, ca această situație s-o întîlnim în rocile cu plagioclazi zonați. Dacă pe acești plagioclazi se formează myrmekite de „supracreștere" și dacă zonele externe ale acestora sînt mai acide decît părțile centrale (fig. 3), în mod firesc plagioclazul din myrmekit va fi mai acid. Îmbogățirea ulterioară în albit a plagioclazului myrmekitic este de asemenea posibilă. Așa, de exemplu, în gnaisele din Carpații Meridionali, de regulă, plagioclazul din myrmekit și cel din restul rocii au același chimism (care osci-

lează între An 16 — 27). Uneori, însă, în aceste gnaise, alături de plagioclaz întîlnim şi albitul (An 1—5), care apare, de preferinţă, la marginea plagioclazului sau chiar a myrmekitelor (fig. 12). El este tîrziu şi s-a fixat în rocă după ce s-au format myrmekitele (deoarece el este mai puţin deformat decît acestea din urmă). În general, acest albit contribuie la „ştergerea" structurilor myrmekitice. Nu este exclus însă ca în unele situaţii particulare (pe care noi încă nu le-am remarcat), albitul să substituie preferenţial doar plagioclazul, fără însă să afecteze vermiculii.

D. CONCLUZII

Punctul nostru de vedere este că myrmekitele rezultă prin înlocuirea incipientă a plagioclazului (biotitului, muscovitului etc.) de către cuarţ, de-a lungul unor dislocaţii minuscule, de-a lungul planelor de clivaj sau de-a lungul intersecţiilor acestor plane, în condiţiile creşterii metasomatice a cuarţului din soluţii cu suprasaturaţii relativ mici în silice. Feldspatul potasic, pe care îl găsim în jurul myrmekitelor, s-a dezvoltat mai tîrziu decît cuarţul vermicular şi a jucat un rol decisiv în conservarea formelor vermiculare. Vermiculii apar doar în stadiile incipiente ale metasomatozei silicioase. În stadiile ulterioare ei ar trebui să evolueze de la sine către alte forme, respectiv tridimensionale, care sînt mai stabile din punct de vedere energetic. Conservarea formelor incipiente se realizează numai în cazurile cînd înlocuirea metasomatică a gazdei de către silice este întreruptă mai mult sau mai puţin brusc. Aşa ceva este posibil în momentul cînd feldspatul alcalin se extinde de-a lungul spaţiilor intergranulare şi de-a lungul crăpăturilor pe care se face alimentarea cu silice a vermiculilor. În parte, fenomenul se datoreşte consumării silicei de către acest nou mineral, în parte se datoreşte pur şi simplu faptului că toate căile de acces ale silicei sînt astupate de feldspatul potasic. Substituţia parţială în continuare a plagioclazului şi vermiculilor de către feldspatul potasic determină o diversitate de forme myrmekitice.

Un rol hotărîtor în formarea şi evoluţia structurilor myrmekitice l-au avut deformările cataclastice. Unele dintre acestea au precedat formarea cuarţului vermicular, contribuind la declanşarea dezvoltării metasomatice a cuarţului şi a feldspatului potasic. În acest caz, rolul deformărilor a fost catalitic, favorizînd circulaţia soluţiilor printre reţele precum şi în interiorul reţelelor deformate. Probabil însă că deformările au contribuit într-o oarecare măsură şi la instabilizarea termodinamică, mai întîi a plagioclazului, apoi şi a cuarţului, făcîndu-le mai apte pentru înlocuire. Deformările ulterioare au avut, în general, consecinţe distructive asupra structurilor myrmekitice. Ca rezultat al acestora, o parte din myrmekite s-au distrus complet, fără să rămînă indicii despre existenţa lor. Restul myrmekitelor, care au supravieţuit, se pot clasa în două grupe, respectiv, „nedeplasate" şi „deplasate" din poziţiile lor originare. La primele se mai păstrează încă legătura reticulară dintre cuarţul vermicular şi cuarţul „liber" din imediata vecinătate, pe cînd la celelalte această legătură s-a rupt. În funcţie de intensitatea deformărilor ulterioare, în diverse roci sau în diverse porţiuni ale rocilor predomină una din cele două grupe de myrmekite. Astfel, myrmekitele „nedeplasate din poziţia

originară" predomină în zonele în care deformările tectonice au încetat (sau au slăbit foarte mult) o dată cu dezvoltarea metasomatică a feldspatului potasic. Dimpotrivă, myrmekitele „deplasate" (care apar ca incluziuni totale sau parțiale în feldspatul potasic) predomină în zonele care și-au păstrat o intensă mobilitate tectonică, chiar și după ce feldspatul potasic a încetat să se mai dezvolte metasomatic.

CONTRIBUTIONS TO MYRMEKITES STUDEY

ABSTRACT

Studying the myrmekites from different rocks, the author states that: 1) The quartz rods (vermicules) from myrmekite, with the same optical orientation, belongs to the same skeletal crystal. 2) A single skeletal crystal is sometimes intergrowth with several plagioclase crystals or even with different minerals. 3) Occasionally, the quartz rods and the neighbouring free quartz crystals have the same optical orientation, pointing out their structural continuity. In the rocks where such a connection is to be observed the plagioclase crystals are evidently deformed, while the quartz crystals only little or even not. 4) Sometimes, the myrmekite intergrowth is deformed, while the neighbouring potassium feldspar crystal is not. In other instances the myrmekite and the neighbouring potassium feldspar crystal are strongly deformed.

In author's opinion, the quartz rods in myrmekites are to be interpreted as formed by partial replacement of the deformed plagioclase or other minerals, along minute dislocations. The potassium feldpar is also of metasomatic derivation, but his growth start somewhat later.

BIBLIOGRAFIE

Becke F. (1908), *Uber Myrmekit*, Min. Pet. Mitt., **27**, 377.

Drescher-Kaden F. K. (1948), *Die Feldspat-Guartz-Reaktios gefüge der Granite und Gneise und ihre genetisch Bedeutung*, Berlin.

Hubbard F. H. (1966), *Myrmekite in charnockite from southwest Nigeria*, Amer. Min., *51*, 762.

Roques M. (1955), *Etude quantitative des myrmekites*, Colloques internationaux du centre national de la Recherche Scientifique, Nancy, p. 181—194.

Shelley D. (1964), *On myrmekite*, Amer. Min., *49*, 41.

— (1967), *Myrmekite and myrmekite — like intergrowths*, Min. Mag., **36**, 491.

Vance J. A. (1961), *Polysynthetic twinning in plagioclase*, Amer. Min., *46*, 1 097.

Primit în redacție la 7 ianuarie 1970

Facultatea de geologie-geografie a Universității București

CONSIDERAȚII GENETICE ASUPRA NODULILOR PERIDOTITICI DIN BAZALTELE ALCALINE DE LA MUNCELU MIC — MUNCELU MARE (MUNȚII POIANA RUSCĂI)

DE

I. MÂRZA, E. EGRI

55 (05)

Regiunea Muncelu Mic — Muncelu Mare, aparținînd formațiunilor epimetamorfice dezvoltate în partea nord-estică a Munților Poiana Ruscăi, a fost deseori cercetată în strînsă dependență cu zăcămintele polimetalice de la Muncelu Mic, cunoscute din timpuri vechi, și a acelora de la Muncelu Mare, descoperite recent.

Dintre geologii care au studiat această regiune amintim pe J. Halaváts (1903), C. Gheorghiu (1954), V. Lucca și colab. (1957), H. Kräutner (1963), O. Buracu (1962 *a*, *b*), A. Gurău (1965 și 1967), Florentina Kräutner (1969). Mențiuni privitoare la magmatismul regiunii și la zăcămintele polimetalice se mai întîlnesc în lucrările autorilor: Fr. Hauer și G. Stache (1863), R. Dimitrescu (1961), V. Ianovici și colab. (1866) etc.

BAZALTELE ALCALINE CU NODULI PERIDOTITICI

Bazaltele de care ne ocupăm au fost, în parte, descrise de V. Lucca și colab. (1957), H. Kräutner (1963), iar mai recent Florentina Kräutner (1969) recunoaște caracterul alcalin al magmatitelor finale din sectorul nord-estic al Munților Poiana Ruscăi, conturînd șase grupe bazaltice, între care unul în perimetrul Muncelu Mic — Muncelu Mare, unde descrie bazalte și basanite nefelinice.

Cercetările noastre au pus în evidență prezența a numeroși noduli peridotitici în masa bazaltelor, a căror descriere și semnificație petrogenetică constituie obiectul lucrării de față. Deoarece nodulii ultrabazici sînt în dependență genetică cu bazaltele, vom începe cu descrierea acestora.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 1, p. 95–105, București, 1971

În perimetrul de care ne ocupăm au fost cartate şase corpuri de roci bazaltice, două în valea Brăduţel şi altele în Dealul Fîntînii, pîrîul Răteşti, pîrîul Dosul Negrii şi pîrîul Coasta Bradului, ultimul fiind menţionat pentru prima oară (fig. 1). Bazaltele sînt insinuate pe linii de fracturi orientate dominant NE — SV şi au dimensiuni reduse, de ordinul cîtorva sute de metri lungime şi zeci de metri grosime.

Corpurile bazaltice menţionate, mai puţin cel din Dealul Fîntînii, avînd caractere petrografice comune, le descriem în ansamblu, asemănarea mineralogică fiind ilustrată şi de analizele modale (tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1

Analizele modale ale bazaltelor cu noduli*

Mineralul / Ocurenţa	Olivină (bowlingit)	Piroxen	Biotit	Plagioclaz	Nefelin	Sticlă	Picotit, pleonast	Minereu
Pîrîul Răteşti	19	13	1	16	5	37	1	8
Pîrîul Coasta Bradului	20	27,5	0,5	10	3	29,5	4	5,5
Pîrîul Dosul Negrii	19	26	1	8	4	32	4	6

*S-au omis nodulii şi enclavele de cuarţite.

Roca are structură porfirică cu fenocristale de olivină şi piroxeni, iar textura este orientată (valea Brăduţel) sau masivă (fig. 2). Microscopul surprinde gradul avansat de alterare a olivinei în bowlingit brun-verzui şi de cele mai multe ori înlocuirea acestuia cu carbonat, ca urmare a levigării silicaţilor serpentinici redepuşi în golurile secundare din rocă. Olivina şi piroxenii apar frecvent în ochiuri izolate (0,5 × 1,5 mm) de formă migdaloidă (fig. 3), primul conţinînd incluziuni de pleonast. Analiza roentgen a acestor doi componenţi evidenţiază spectre caracteristice pentru cristale mixte de forsterit şi fayalit şi, respectiv, enstatit (tabelul nr. 2).

Piroxenii sînt prezenţi ca indivizi idiomorfi (uneori bastitizaţi) atît microlitici (augit titanifer), cît şi fanerocristalini (enstatit) cînd prezintă borduri kelifitice de augit titanifer. Pasta rocii are culoare cenuşie închisă, fiind alcătuită din sticlă, microlite de piroxeni şi mai rar feldspaţi plagioclazi şi nefelin.

Corpul din Dealul Fîntînii este mai bogat în plagioclazi şi mai sărac în fenocristale de piroxeni, spre deosebire de celelalte corpuri la care abundă fenocristale de piroxeni şi, în plus, au pasta mai vitroasă, olivina mai intens alterată şi textura amigdaloidă. Bazaltul din Dealul Fîntînii are textura masivă în zona centrală, fluidală spre periferie, iar structura porfirică este realizată pe un fond de piroxeni microlitici, puţină sticlă şi nefalin, numeroase fenocristale de olivină şi foarte rar de piroxen (fig. 4).

Olivina, ca mineral de primă generaţie, are contururi idiomorfe şi uneori hipidiomorfe cu habitus prismatic sau izometric; este incoloră, adesea cu clivaj bun, ceea ce constituie o particularitate remarcată şi de alţi autori (V. V. Velinskii şi G. V. Pinus, 1969); conţine

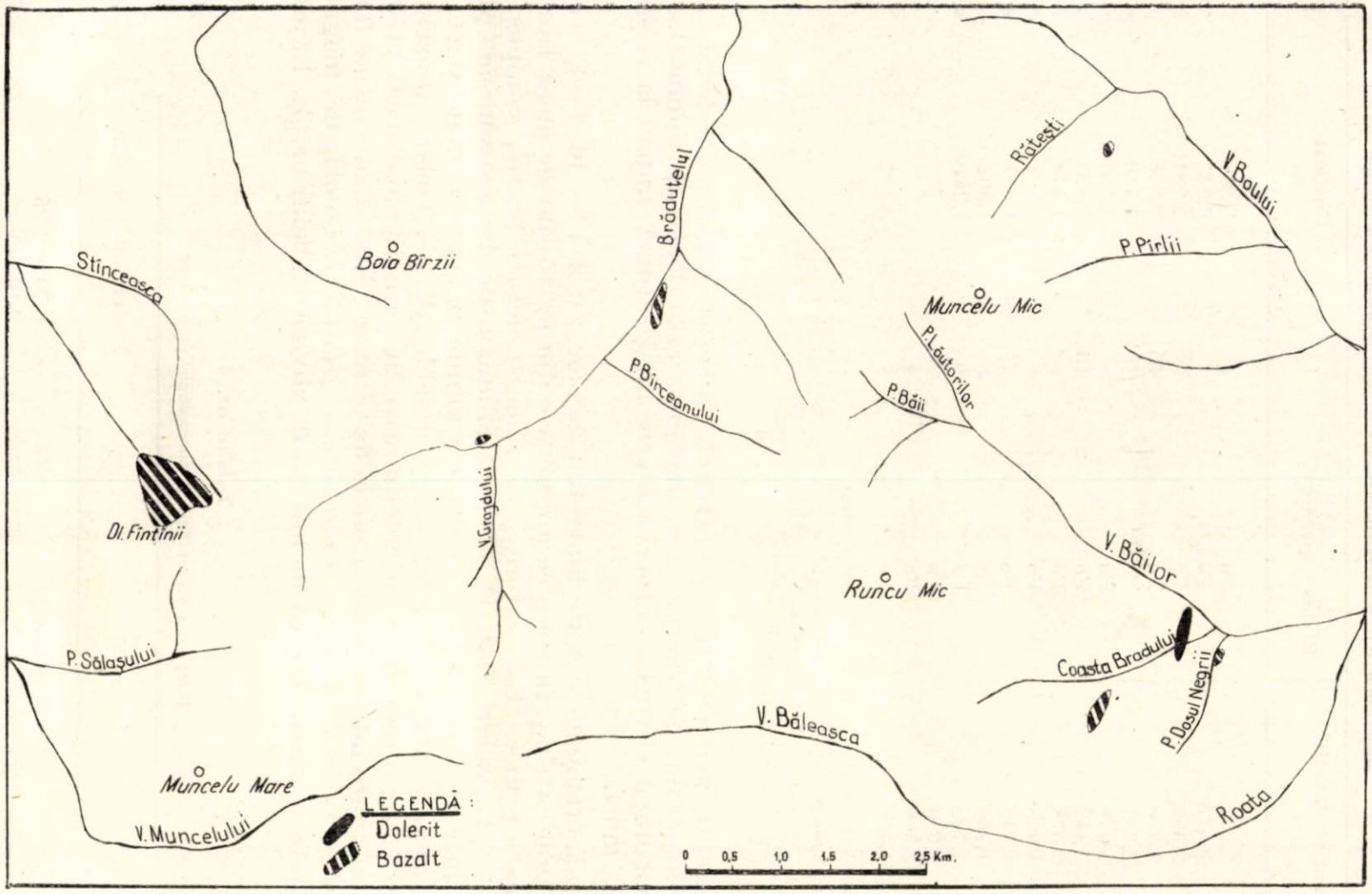


Fig. 1. — Repartiția corpurilor bazaltice din perimetrul Muncelu Mic —Muncelu Mare (Munții Poiana Ruscăi).

Tabelul nr. 2

Principalele reflexe calculate pentru olivina şi piroxenul migdaliform

Forsterit-fayalit d/n	Reflexe specifice	I	Enstatit d/n	I
3,957	Fo	fii	3,304	i
3,476	Fo	i	3,157	ffi
3,090	Fo	s	2,981	i
2,838	Fa	ffi	2,848	fi
2,741	Fo	fi	2,710	i
2,648	Fo	s	1,597	i
2,468	Fo	ffi	1,523	s
2,078	Fo	s	1,478	i
1,953	Fo	s	1,382	i
1,849	Fo	s	1,320	s
1,760	Fa	i	1,302	s
1,732	Fa	fs	1,281	s
1,648	Fa	fs		
1,509	Fa	s		
1,439	Fa	s		

Fo – forsterit
Fa – fayalit

ffi – foarte, foarte intens
fi – foarte intens
i – intens
s – slab

incluziuni de magnetit şi este antrenată în transformări parţiale cu formarea iddingsitului pe fracturi şi la marginea cristalelor; pseudomorfoze de iddingsit după olivină se observă foarte rar şi atunci numai la cristalele de talie mică.

Fenocristalele sînt de hipersten incolor, cu 2 V = 46° (—), ceea ce corespunde la En_{58}, în timp ce microlitele din pastă sînt de augit titanifer de culoare brună. Este interesantă microstructura pastei, compusă din piroxeni, plagioclazi şi sticlă. Microlitele idiomorfe de piroxeni sînt prinse uneori într-o pastă vitroasă pe care o umplu în cea mai mare parte, iar alteori apar într-o strînsă legătură cu feldspaţi plagioclazi, prezenţi în cantitate foarte redusă, şi cu nefelin, care nu se individualizează cristalografic, ci apare între microgranulele de piroxeni. Roca mai conţine lamele de biotit, adesea cloritizate, şi numeroase granule idiomorfe de magnetit, diseminate în pastă sau ca incluziuni în olivină (tabelul nr. 3). În partea

Tabelul nr. 3

Compoziţia procentuală şi dimensiunile mineralelor

Mineralul	%	Dimensiunile în mm
Olivină (bowlingit)	18	0,70 × 1,25
Piroxeni	28,5	0,10 × 0,20
Plagioclazi	14	0,08 × 0,40
Biotit	1	0,05 × 0,10
Nefelin	2	„ plaje ”
Sticlă	27	—
Minereu	8	0,06 × 0,10

sudică a corpului bazaltic din Dealul Fîntînii, roca are pastă hialopilitică. La microscop se mai observă separații locale de piroxeni, prinși exclusiv într-o pastă hialină în care se mai află acicule de apatit.

Cît privește chimismul rocii (tabelul nr. 4), se remarcă două abateri esențiale de la compoziția unui bazalt tipic, marcate prin sărăcia în SiO_2 (42,76%) și cantitatea ridicată de MgO (11,08), ceea ce se reflectă și în parametrii Niggli calculați (tabelul nr. 4), care corespund unei magme natrongabbroice de tip essexit — gabbroic (C. Burri și P. Niggli, 1945) deci, unui substrat cu caracter alcalin sodic.

Tabelul nr. 4

Analiza chimică* (bazalt, pîrîul Coasta Bradului) și valorile Niggli

Oxizi	%	Valorile Niggli
SiO_2	42,76	al = 17
Al_2O_3	14,06	fm = 50
Fe_2O_3	2,57	c = 23
FeO	6,68	alk = 10
MnO	0,08	si = 88
MgO	11,08	k = 0,22
CaO	10,51	mg = 0,68
Na_2O	3,98	o = 0,08
K_2O	1,71	c/fm = 0,46
TiO_2	0,88	
P_2O_5	1,16	
P.C.	3,86	
Total	99,33	

*Analist: Ecaterina Iakcob.

Cercetarea microscopică mai sesizează existența unor micronoduli (circa 1 mm Ø) cu structură doleritică, reprezentînd separații locale (fig. 5), precum și enclave de cuarțite cu aureole de reacție.

Vîrsta bazaltelor este considerată pleistocenă (Florentina Kräutner, 1969).

În pîrîul Coasta Bradului și pe interfluviul dintre acesta și Valea Băilor aflorează un corp doleritic cu structură holocristalină intergranulară (fig. 6), textura amigdaloidă, compus din labrador (45%), augit (27%), olivină serpentinizată (4%), horublendă (2,5%), clorit și bastit (14%), biotit (0,5) și minereu (7%).

NODULII PERIDOTITICI

Literatura petrografică românească nu tratează noduli și xenolite ultrabazice în roci bazaltice autohtone, în schimb numeroase lucrări de specialitate străine, îndeosebi franceze, americane, sovietice, japoneze, neozeelandeze etc., se ocupă cu această problemă, urmărindu-se cu prioritate *semnificația petrogenetică* a lor, precum și răspîndirea teritorială, condițiile geologice de apariție, vîrsta, parageneza, chimismul, efecte termice de contact, condiții intime de geneză și alte particularități auxiliare.

Materialul informativ acumulat este în măsură să precizeze răspîndirea planetară a acestor produse, prezente în roci bazaltice tinere. Ele pot avea o repartiție regională, cum este Extremul Orient (zona Vladivostok — Habarovsk) cu continuitate în nord-estul Chinei (V. G. Sahno și E. P. Denisov, 1963), și o alta locală, exemplificată cu aparițiile din insulele Hawai, Kerguelen, Sardinia (M. Diriu, 1959) etc., la care putem adăuga și pe cele descrise de noi. Rocile purtătoare de noduli și enclave ultrabazice sînt cele bazaltoide cu diferite grade de alcalinitate (bazalte nefelinice, bazalte leucitice, bazalte melilitice, bazalte feldspat-potasice, limburgite, bostonite, nefelinite melilitice), legate exclusiv de magmatismul bazaltic final al orogenului alpin, manifestat cu preponderență în miocen, pliocen și cuaternar. S-au descris în schimb, benzi de olivină în bazalte olivinice carbonifere din Scoția (J. Hamillton, 1957). Sub noțiunile de noduli, enclave sau incluziuni sînt descrise roci ultrabazice abisice (dunite, harzburgite, lherzolite, wehrlite, piroxenolite) și chiar efuzive (picrite).

Deși au văzut lumina tiparului un număr impresionant de lucrări privind acest subiect, în care sînt expuse numeroase date faptice, analiza, interpretarea și abstractizarea lor n-a condus spre un punct convergent în ce privește condițiile de geneză, fiind exprimate în acest sens trei ipoteze :

a. Ipoteza segregației locale timpurii din magma bazaltică, susținută de Cf. Andreatta (1938), G. A. Macdonald (1949), R. N. Brothers (1960), E. J. Searle (1960) etc. Conform acestei ipoteze, sursa generatoare ar fi însăși magma rocii gazdă.

b. Alți autori, T. Ernst (1936), C. S. Ross, M. D. Foster și A. T. Myers (1954), V. G. Sahno și E. P. Denisov (1963), F. J. Turner și J. Verhoogen (1967), A. I. Kiselev și M. E. Medvedev (1969) le interpretează ca fragmente de roci prinse din mantaua peridotitică a pămîntului, posibil din partea sa superioară, de unde sînt antrenate ascendent de către magmele bazaltice. În sprijinul ipotezei se aduce uniformitatea de compoziție mineralogică a enclavelor și amplasarea corpurilor bazaltice pe linii de fracturi adînci ale scoarței pămîntului, ceea ce facilitează ascensiunea magmelor.

De fapt, în partea superioară a mantalei peridotitice, sediul ipotetic al magmelor bazaltice, ar fi greșit să ne imaginăm materia într-o stare exclusiv cristalină sau exclusiv în stare de fuziune ; este tocmai domeniul stărilor de tranziție în care magma se „pietrifică", devenind peridotit, iar acesta se lichefiază trecînd în magmă. Această reversibilitate a stărilor de agregare poate avea loc pe spații întinse, sub mecanismul mișcărilor de convecție, cauzînd retopirea totală ori parțială a rocii, sau, dimpotrivă, strict local, ca urmare a schimbării condițiilor locale de presiune și temperatură în primul rînd, generînd segregări locale, fenomen caracteristic, de altminteri, tuturor magmelor. În accepțiunea dată se pune întrebarea, cele două ipoteze se exclud sau se completează ? Răspunsul nostru afirmativ rămîne pentru ultima alternativă.

c. O a treia ipoteză vede posibilă proveniența fragmentelor ultrabazice, din mase peridotitice antrenate spre suprafață de mișcări tectonice.

Aici ar aparține, în general, bazaltele cu enclave din regiunile cu masive peridotitice în aflorare.

Sub raport petrogenetic sînt realizabile toate trei supozițiile; de aceea, considerăm că însăși noțiunile uzitate, respectiv noduli, xenolite (enclave) și incluziuni[1], trebuie folosite diferențiat, cu înțeles genetic, adică noduli în cazul segregărilor locale din magma bazaltică consanguină în stadiul de cristalizare, fiind în acest context autentice autoxenolite sau autolite, după expresia lui T. H. Holland (1900), și xenolite în înțelesul propriu al noțiunii (W. J. Sollas, 1894). Deosebirea între ele se poate face prin studiu mineralogic comparativ, între acestea și roca-gazdă existînd o compatibilitate paragenetică și o asemănare de compoziție în cazul nodulilor, precum și pe baza reacțiilor termice și de echilibru chimic, provocate de topitura magmatică și exprimate clar la xenolite; evident, reacții marginale pot prezenta și nodulii vehiculați sub acțiunea curenților intramagmatici.

Nodulii ultramafici conținuți în bazaltele studiate au forme rotunde sau subrotunde, cu limite tranșante față de roca-gazdă și dimensiunile cuprinse între cîțiva milimetri și circa 5 cm. Studiul petrografic arată corespondența lor cu roci ultrabazice de adîncime, respectiv harzburgite și lherzolite.

a. Harzburgitele sînt cele mai răspîndite. Au structură hipidiomorf granulară (fig. 7, 8 și 9), subordonat poikilitică, și textură masivă, fără să apară orientarea morfometrică a cristalelor de olivină sau elemente ale unei texturi laminare, remarcate drept note semnificative pentru xenolitele peridotitice (V. G. Sahno și E. P. Denisov, 1963). În secțiuni subțiri se recunosc trei componenți de bază, olivina și piroxeni ca minerale principale, picotit și pleonast dintre cele accesorii. Cristale proaspete de olivină magneziană se observă rar, prezentîndu-se doar ca relicte într-o masă de minerale secundare; produsul de transformare a forsteritului, care trădează prin habitusul pseudomorfozant geometria mineralelor primare, este în majoritate bowlingit de culoare brun-verzuie cu culori de interferență caracteristice, în asociație cu serpentin, azbest și magnezit. Azbestul se dispune cu orientarea fibrelor perpendicular pe alungirea șuvițelor (0,05 × 1 mm) ce traversează masa bowlingitică (fig. 10) și uneori cristalele de piroxeni. Magnezitul apare ca agregate granulare și granule izolate distribuite în același fond. În masa serpentinică se mai observă incluziuni de minereu (cromit și magnetit) sub formă de pulberi îngrămădite și de granule izolate.

Spre deosebire de olivină, granulele allotriomorfe de piroxeni sînt proaspete și numai rareori se observă transformarea lor în bastit și bowlingit; în general, apar insular în masa mineralelor serpentinice. Piroxenii sînt specii magnezio-manganoase, respectiv enstatit (+ 2 V = 58°) și, mai rar, johannsenit (cNg = 46°, + 2V = 68°). Biotitul brun intens este prezent ca mineral accidental, putînd să realizeze, local, concentrații mai însemnate.

---

[1] Păstrăm noțiunea pentru definirea corpurilor străine din masa mineralelor.

În masa rocii se observă frecvent cristale granulare şi scheletice de picotit şi pleonast cu spărtură neregulată. Cît priveşte succesiunea de ortocristalizare se remarcă: picotit + pleonast, forsterit şi enstatit, johannsenit; olivina este conţinută ca incluziune în piroxeni, iar spinelii sînt găzduiţi atît de olivină, cît şi de piroxeni.

Analiza cantitativă (tabelul nr. 5) arată grade diferite de alterare a rocii, precum şi faptul că parageneza mineralelor este dominată de olivină (bowlingitizat).

Tabelul nr. 5

Estimarea cantitativă a componenţilor din noduli

Mineralul / Roca	Olivină + bowlingit	Piroxen	Biotit	Picotit pleonast	Minereu	Asbest	Magnezit	Talc	Ocurenţa
Harzburgit	14+54	27	—	2,5	1	1	0,5	—	pîrîul Răteşti
	2+60	20	6	2	1	—	4	5	
Lherzolit	4+57	28,5	—	4	0,5	3	3	—	pîrîul Dosul Negrii

b. L h e r z o l i t e l e se întîlnesc mai rar, deosebindu-se de precedentele printr-o cantitate mai mică de olivină, prin prezenţa diallagului şi, în general, printr-un grad mai slab de serpentinizare. Ca minerale accesorii nu lipsesc picotitul brun intens şi pleonastul de culoare verde-gri. Piroxenii sînt în majoritate proaspeţi (fig. 11 şi 12), spre deosebire de olivină, transformată în iddingsit şi magnezit. Ordinea de cristalizare este : spineli, olivină şi piroxeni.

F e n o m e n e d e c o n t a c t. La contactul nodulilor cu lava bazaltică şi la marginea piroxenilor (faneritici) de primă generaţie din rocă s-a format, ca produs de reacţie, o zonă kelifitică (0,30 — 0,50 mm grosime), compusă din agregate microgranulare de piroxeni incolori, peste care s-a depus ulterior o coroană (0,20 mm grosime) de diopsid brun de neoformaţie. Cristalele de piroxeni de la marginea nodulilor sînt adesea transformate marginal într-o sticlă de culoare brună (fig. 13). De asemenea, trecerea olivinei în bowlingit, adică serpentinizarea peridotitului, nu are cauze epigenetice, ci, dimpotrivă, reprezintă efectul reacţiilor de dezechilibru chimic provocat sub acţiunea modificării condiţiilor de mediu şi în primul rînd a temperaturii. Picotitul şi pleonastul se oxidează marginal sub efect termic, trecînd în magnetit (fig. 14). Acelaşi produs de „opacitizare" a fost menţionat (I. C. V i l m i n o t, 1964) la spinelii enclavelor „condritice" din bazaltele villafranciene de la Velay (Franţa).

Transformări termice se remarcă şi la enclavele de cuarţit (fig. 15) încorporate din fundamentul cristalin. Ca efect al reacţiilor termice cu magma bazaltică, granulele de cuarţ au suportat o fuziune marginală cu

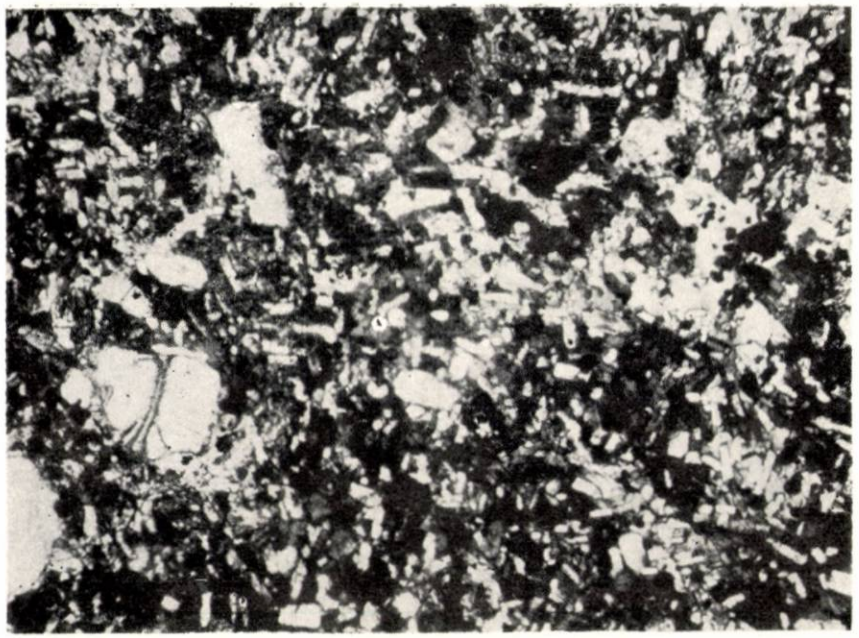


Fig. 2. — Bazalt alcalin. Pîrîul Rătești (N + ;× 24).

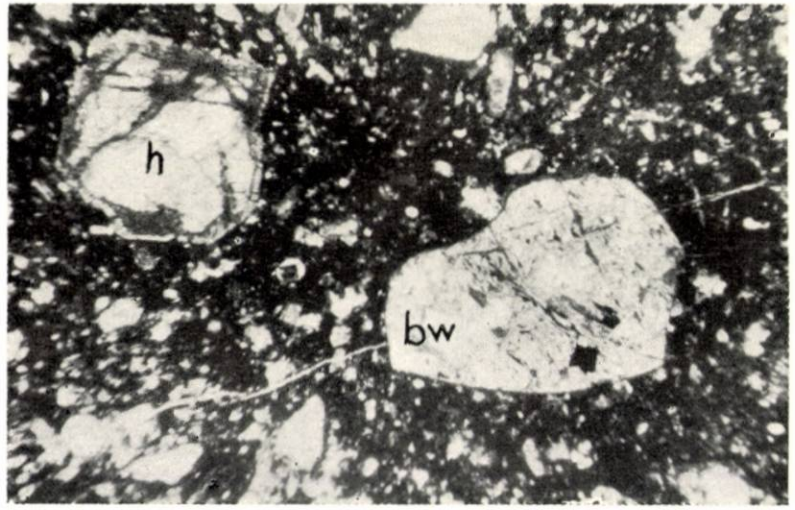


Fig. 4. — Bazalt alcalin cu fenocristale de hipersten (h) și olivină bowlingitizată (bw). Dealul Fîntînii (N + ; × 20).

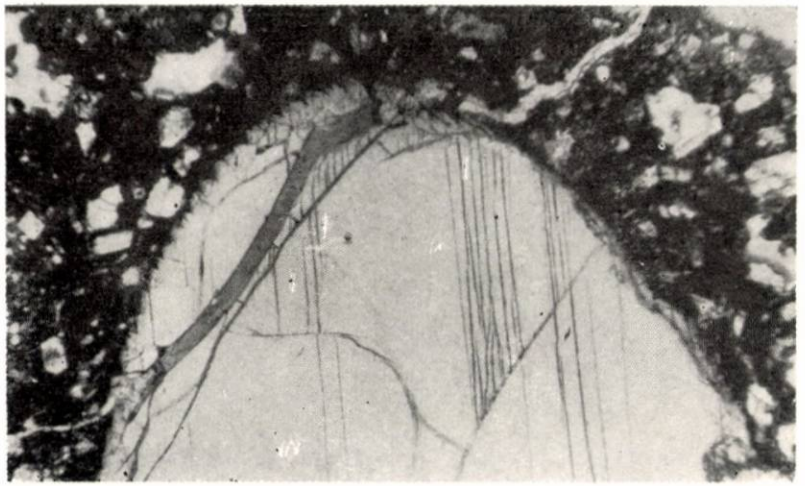


Fig. 3. — Olivină migdaliformă în bazalt alcalin : se remarcă clivajul perfect. Valea Brăduțel (N ∥ ; × 20).

Fig. 5. — ,,Nodul'' doleritic în bazalt. Valea Brăduțel (N + ; ×24).

Fig. 6. — Dolerit. Pîrîul Coasta Bradului (N + ; × 24).

Fig. 7. — Harzburgit serpentinizat (nodul) cu relicte de olivină (o). Pîrîul Dosûl Negrii (N ‖ ; × 20).

Fig. 8. — Harzburgit cu picotit (nodul) ; piroxen (px), bowlingit (bw) din olivină şi picotit (p). Valea Brăduţel (N + ; ×20).

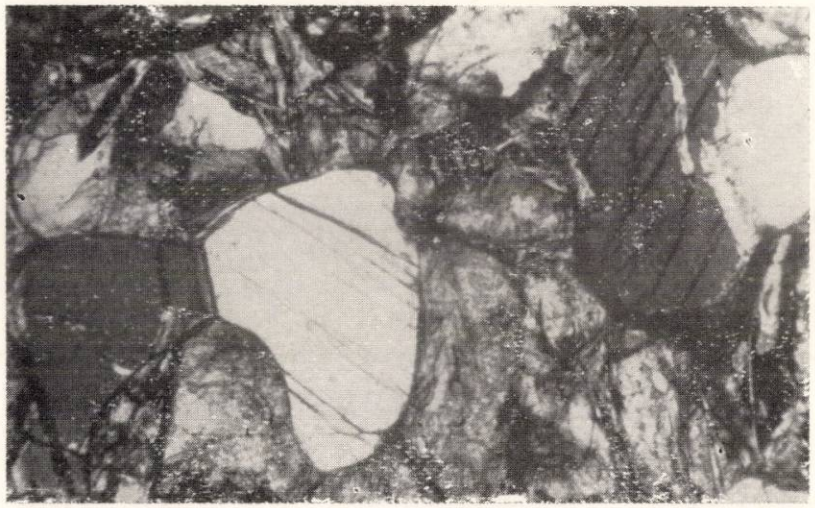


Fig. 9. — Hazrburgit (nodul) ; se remarcă piroxenul proaspăt în masa bowlingitică (fibroasă). Valea Brăduţel (N + ; × 20).

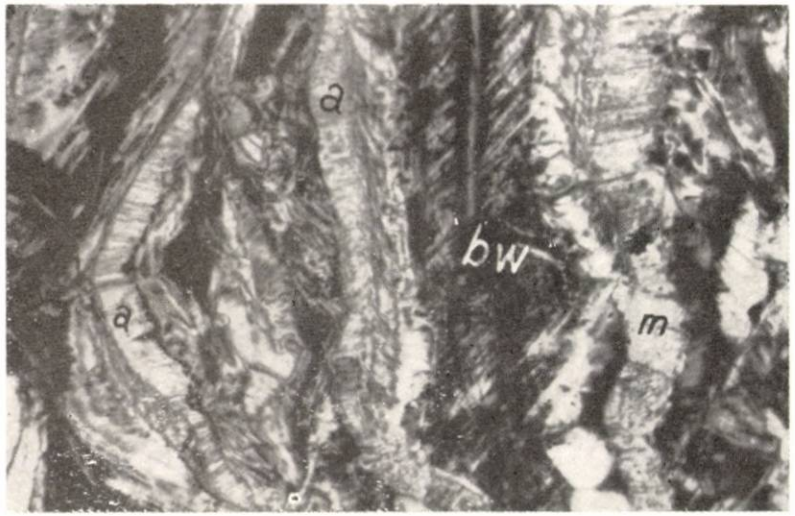


Fig. 10. — Olivină (din nodul) transformat în bowlingit (bw), magnezit (m) și traversat de filonașe cu asbest (a). Valea Brăduțel (N+ ; × 45).

Fig. 12. — Idem figura 11 (N+).

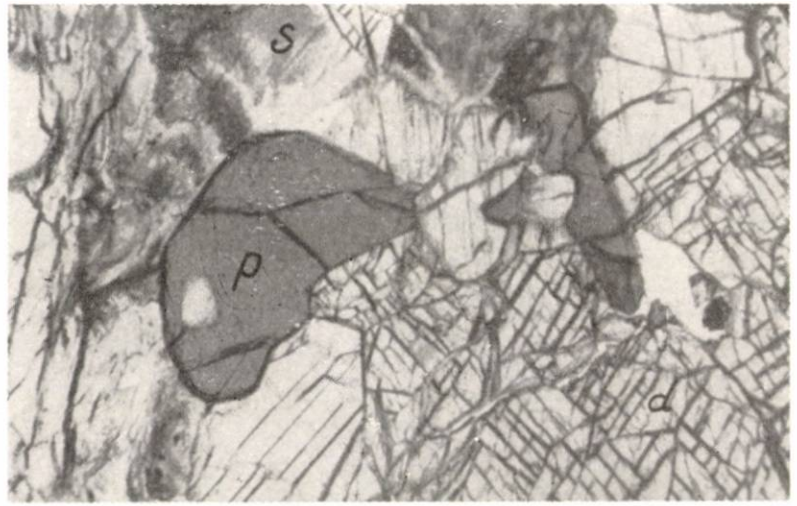


Fig. 11. — Lherzolit (nodul) ; diallag (d), serpentin (s) și picotit (p). Pîrîul Răteşti. (N ∥ ; × 20).

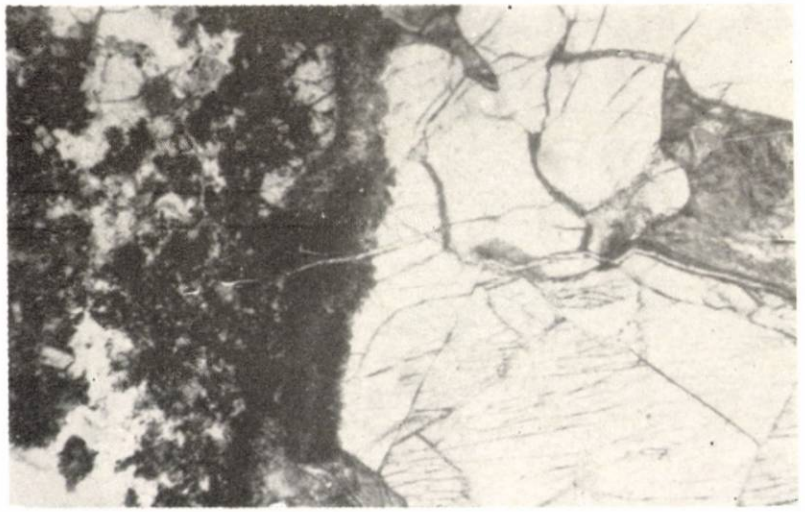


Fig. 13. — Nodul peridotitic în contact cu pasta bazaltică ; se observă trecerea marginală a piroxenului într-un produs izotrop (sticlă). Pîrîul Dosul Negrii (N — ; × 50).

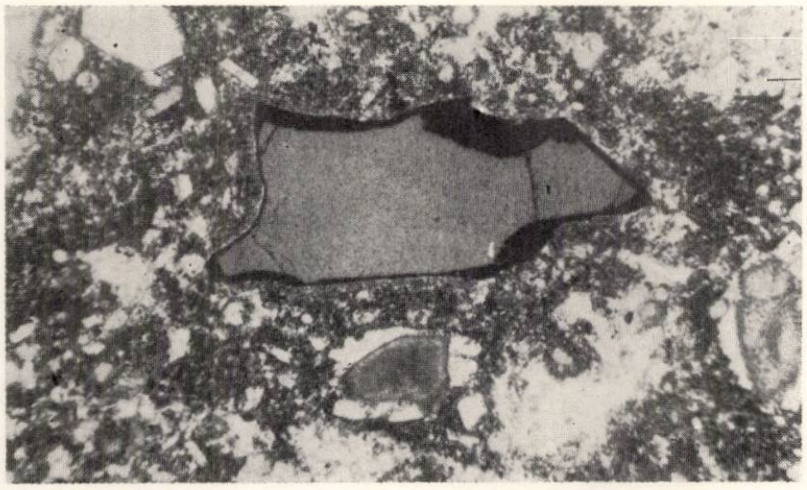


Fig. 14. — Picotit „opacitizat" marginal, în pasta bazaltică. Pîrîul Dosul Negrii (N ‖ ; × 50).

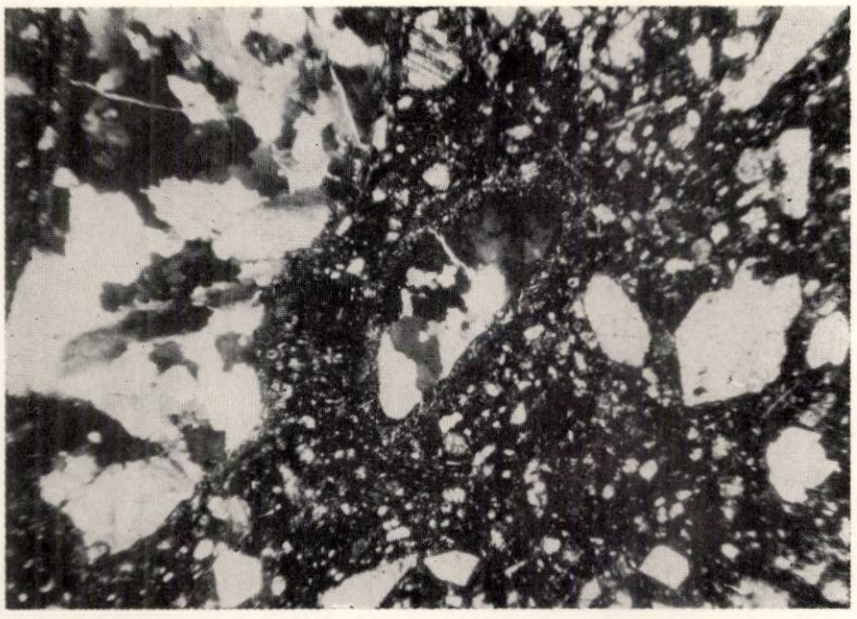


Fig. 15. — Xenolite de cuarțit cu coroană de reacție, în bazalt alcalin. Pîrîul Dosul Negrii (N + ; × 24).

formarea sticlei, în care se dezvoltă microlite de tridimit cu dispunere radiară față de corpul enclavei, în timp ce zona de contact cu lava, mai îndepărtată de sursa silicioasă, revine sticlei fără tridimit (fig. 16).

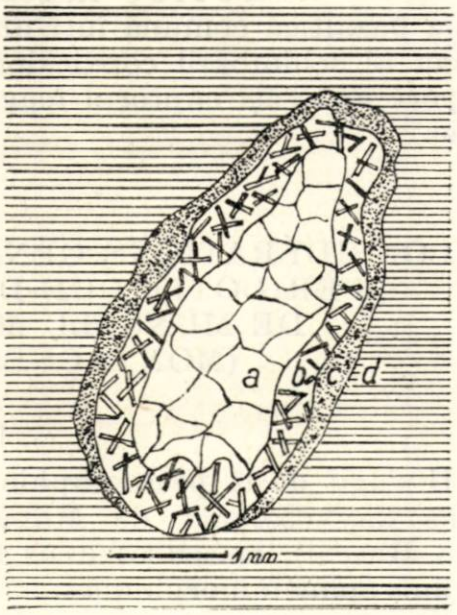


Fig. 16. — Transformarea zonară a xenolitelor de cuarțit (a), prin reacție cu magma (d = pasta rocii), în sticlă cu tridimit (b) și sticlă (c).

CONCLUZII

Plecînd de la considerente de asemănare mineralogică între bazalte și noduli, prezente fiind în ambele cazuri olivina magneziană, enstatitul, picotitul, pleonastul și biotitul, fapt ce contravine afirmației (F. J. Turner și J. Verhoogen, 1967) potrivit căreia în bazalte lipsesc spinelii care sînt atît de caracteristici pentru „enclavele" peridotitice, considerăm formarea lor dintr-o magmă comună, într-un proces de protocristalizare în dependență de concentrația chimică a componenților magmatici, de gradul de insolubilitate, de presiune și temperatură.

Cercetarea microscopică furnizează importante dovezi în acest sens; astfel, în pasta bazaltelor se observă frecvent fanerite de forsterit (0,5 × 1,5 cm) cu incluziuni de picotit și pleonast, fenocristale de enstatit ce apar uneori în îngrămădiri locale, cristale izolate de picotit și pleonast, deci componenții protocristalini, la care se remarcă de obicei fenomene de reacție termică, apoi „nuclee" peridotitice compuse dintr-un număr redus de cristale de olivină, piroxeni, spineli și, în fine, noduli ultrabazici.

Se pot distinge, deci, două etape ale unui proces unic în cristalizarea magmei bazaltice originare, și anume o cristalizare timpurie(precoce) cu formarea asociației minerale peridotitice (spineli, forsterit, enstatit, johannsenit, biotit, cromit), păstrate ca cristale solitare în magmă sau realizînd segregări locale cu formare de noduli, și o etapă finală, de cristalizare a componenților bazaltici rămași în topitură (microcristale de olivină, augit titanifer, feldspați etc.). Identitatea compoziției piroxenilor feneritici din bazalte cu cei din noduli, în contrast cu piroxenii microlitici din pastă care reprezintă un diopsid, pledează tot în sprijinul celor afir-

mate. Printr-un proces analog, într-un studiu mai tardiv de consolidare a magmei bazaltice, s-au format „micronoduli" de dolerit.

În concluzie, bazaltele alcaline de la Muncelu Mic — Muncelu Mare (Munții Poiana Ruscăi) conțin n o d u l i (autolite, autoenclave) peridotitici — și nu x e n o l i t e în sensul propriu al noțiunii — dezvoltați din magma bazaltică comună într-un stadiu de protocristalizare, prezentînd, ca efect al schimbării condițiilor de mediu, probabil ca urmare a unui transport în însăși cuptorul magmatic, reacții termice și de dezechilibru chimic.

CONSIDÉRATIONS GÉNÉTIQUES SUR LES NODULES PÉRIDOTITIQUE DES BASALTES ALCALINS DE MUNCELU MIC — MUNCELU MARE (MONTAGNES POIANA RUSCĂI)

RÉSUMÉ

Il s'agit de la pétrographie des nodules péridotitiques des basaltes alcalins kaynosoïques de Muncelu Mic — Muncelu Mare (Montagnes Poiana Ruscăi), encastrés dans les lignes tectoniques, dans les schistes cristallins épimétamorphiques.

En analysant les notions de nodules et de xénolites de composition péridotitique décrits dans la littérature de spécialité, tout en donnant quelques critères déterminatifs, les auteurs réservent la dénomination de n o d u l e s (autolites, autoenclaves) aux ségrégations protocristallines dans le magma basaltique et de x é n o l i t e s, dans le sens propre du mot.

On décrit des nodules péridotitiques, respectivement des harzburgites et des lherzolites à picotit et pléonast dans les alcali-basaltes étudiés, en affirmant leur genèse par des ségrégations locales précoces du magma basaltique consanquin.

BIBLIOGRAFIE

Andreatta Cf. (1938), *Basalti della valle dell'alpone e loro inclusi peridotitici*, Soc. geol. italiana Boll., **57**.

Brothers R. N. (1960), *Olivine Nodules from New — Zealand*, XXI Internat. Geol. Congr., *13*.

Buracu O. (1962 *a*), *Observațiuni asupra prospecțiunilor geochimice în sectorul zăcămîntului Muncelu Mic.*, D.S. Inst. geol., **XLVI** (1958—1959).

— (1962 *b*), *Cercetări noi asupra anomaliei geochimice de la Muncelu Mic (Munții Poiana Ruscăi)*, D.S. Inst. geol., **XLVII** (1959—1960).

Burri C., Niggli P. (1945), *Die jungen Eruptivgesteine des mediterran Orogens*, Zürich.

Dimitrescu R. (1961), *Provincii și epoci metalogenetice în R.P.R.*, Rev. minelor, *6*.

Diriu M. (1959), *Olivini e pirosseni di noduli inclusi in basalti della Sardegna centro-occidentale*, Period. Min., *28*.

Ernst T. (1936), *Der Melilith-Basalt des Westberges*, Chemie der Erde, *10*.

Gheorghiu C. (1954), *Studiul geologic al Munților Mureșului între Deva și Dobra*, An. Com. geol., **XXVII**.

Gurău A. (1965), *Observații referitoare la microtectonica zăcămintelor metamorfice din șisturile cristaline*, Rev. minelor, *12*.

— (1967), *Date noi privind cunoașterea structurii geologice și genezei zăcămîntului de sulfuri metalice de la Muncelu Mic — Muncelu Mare (Poiana Ruscăi)*, D.S. Inst. geol., **LIII**, *2* (1965—1966).

HAMILTON J. (1957), *Bandedolivines in some Scottisch Carboniferous olivine-basalts*, Geol. Mag., *94*.
HOLLAND T. H. (1900), Mem. Geol. Soc. India, *28*.
HAUER FR., STACKE G. (1863), *Geologie Siebenbürgens*, Viena.
IANOVICI V., RĂDULESCU D., DIMITRESCU R., KRÄUTNER H., MIRĂUȚĂ O. (1966), *Harta metalogenetică a României*, St. cerc. geol., **II**, *2*.
KISELEV A. I., MEDVEDEV M. E. (1969), *Peridotitovie vkliucenia v kainozoiskih trahibazaltah Pribaikalia*, Dokl. A.N. SSSR, **187**, *6*.
KRÄUTNER H. (1963), *Zăcămîntul de sulfuri de la Muncelu Mic*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. 5, **2**.
KRÄUTNER FL. (1969), *Magmatites finales alcalines quaternaires dans la partie NE du massif de Poiana Ruscă*, Rev. Roum. Géol., **13**, *1*.
LUCCA V., COTALA S., BUTUCESCU N. (1957), *Cercetări geologice asupra mineralizărilor polimetalice de la Muncelul Mic (raionul Ilia, regiunea Hunedoara)*, St. cerc., Seria șt. nat., Acad. R.P.R., S, (3—4), Cluj.
MACDONALD G. A. (1949), *Hawaiian petrographic province*, Geol. Soc. Amer. Bull., *60*.
ROSS C. S., FOSTER M. D., MYERS A. T. (1954), *Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks*, An. Min., *39*.
SAHNO V. G., DENISOV E. P. (1963), *Kvoprosu o proishojdenii ultraosnovîh porod v bazaltah iuga dalinego vostoka*, Izv. A. N. SSSR, Seria geologie, **8**.
SEARLE E. J. (1960), *Petrochemistry of the Aucland Bazalts*, N.Z.J. Geol. and Geophys., **1**, *3*.
SOLLAS W. J. (1894), Trans. Roy. Irish. Acad. Sci., *30*.
TURNER F. J., VERHOOGEN J. (1967), *Petrologie magmatică și metamorfică*, Edit. tehnică, București.
VILMINOT I. C. (1964), *Structure chondritique dans les enclaves de roches basaltiques*, Bull. Soc. fr. Minéralog. Crist., **LXXXVII**, *2*.
VELINSKII V. V., PINUS G. V. (1969), *Olivini s soverșșenoi spainostiu v giperbazitah Ciukotki*, Dokl. A.N. SSSR, **185**, *4*.

Primit în redacție la 17 ianuarie 1970

Universitatea „Babeș-Bolyai”, Cluj

ARGILIZAREA HIDROTERMALĂ ASOCIATĂ DEPOZITELOR DE SULF NATIV DIN CALDERA CĂLIMAN

DE

CONSTANTINA STANCIU, ALEXANDRINA MEDEŞAN

55 (05)

În caldera Căliman din nordul Munţilor Călimani se găseşte cea mai importantă şi recentă arie geotermală din lanţul vulcanic neozoic a Carpaţilor Orientali. Formarea ei a avut loc în pleistocen, spre sfîrşitul activităţii vulcanice, cînd în calderă s-a produs o intensă descărcare a hidrotermelor care au favorizat depunerea unor mari cantităţi de sulf nativ. Pînă în prezent, sulful din caldera Căliman este singura acumulare de acest fel în provincia metalogenetică neozoică a României.

În Munţii Călimani, S. P e l t z (în nota explicativă a hărţii geologice Topliţa, scara 1 : 200 000, 1968) a constatat extinderea următoarelor compartimente structurale majore identificate în Munţii Gurghiu de D. R ă d u l e s c u şi colab. (1964) : 1) compartimentul inferior, reprezentat de fundamentul cristalin-mezozoic sau paleogen-pannonian al vulcanitelor; 2) compartimentul intermediar, de vîrstă pannoniană, reprezentat printr-un platou constituit din depozite vulcanogen-sedimentare, alcătuite din produsele primelor manifestări eruptive, la baza edificiului vulcanic şi 3) compartimentul superior, care cuprinde suprastructura aparatelor vulcanice, formate în ultima etapă de activitate vulcanică desfăşurată în pannonianul superior dar mai ales în pleistocen.

În caldera Căliman se găsesc aproape toate produsele magmatice ale compartimentului superior, într-o structură stratovulcanică de tip central, cu următoarea succesiune (după I. T e o d o r u şi C. T e o d o r u, 1966) : andezite cu amfiboli şi piroxeni, diorite şi microdiorite, piroclastite ale ciclului I, andezite piroxenice inferioare, andezite amfibolice, piroclastite ale ciclului II, microgabbrouri, andezite piroxenice superioare, piroclastite ale ciclului III, andezite cu biotit, amfiboli şi cuarţ, andezite bazaltice şi bazalte.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 1, p. 107–121, Bucureşti, 1971

CERCETĂRI ANTERIOARE ASUPRA MANIFESTĂRILOR HIDROTERMALE DIN CALDERA CĂLIMAN

Interiorul calderei Căliman este constituit din roci hidrotermalizate foarte variate, produse în decursul a două faze de activitate (I. Teodoru și C. Teodoru, 1966). În faza I de temperatură înaltă, hidrotermele au afectat în partea centrală a calderei cele mai vechi roci ale compartimentului superior — andezite cu amfiboli și piroxeni, microdiorite —, rezultînd roci propilitizate, cloritizate, sericitizate, biotitizate și turma-

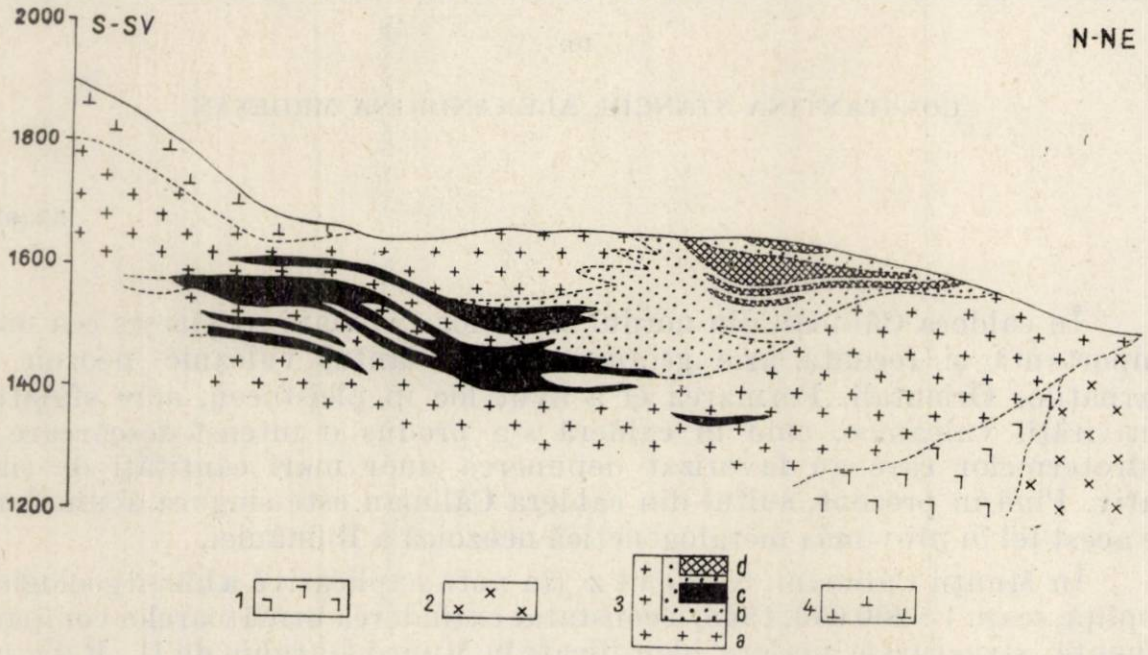


Fig. 1. — Secțiune geologică prin zăcămîntul de sulf nativ din Munții Călimani — vf. Negoiul Românesc (după E. Butnaru și Ch. Prischak, din V. Brana, 1967; legenda modificată de Constantina Stanciu).

1, Andezite cu amfiboli și piroxeni; *2*, microdiorite; *3*, andezite cu piroxeni (lave și piroclastite); *3 a*, andezite proaspete, slab transformate, cloritizate, argilizate; *3 b*, andezite silicifiate; *3 c*, minereu de sulf ± sulfuri de fier; *3 d*, minereu de hidroxizi de fier; *4*, andezite cu biotit, amfiboli cu cuarț.

linizate. În faza a II-a, activitatea hidrotermală s-a desfășurat în partea sudică a calderei, unde s-au produs modificări intense în piroclastitele ciclului II, microdiorite și andezite cu amfiboli și piroxeni prin silicifieri și alunitizări, cu depuneri de sulf, pirită, melnicovit, casiterit, oligist și cinabru.

Prima interpretare asupra formării zăcămîntului de sulf, constituit din trei mari corpuri lenticulare de minereu, a fost prezentată de E. Butnaru și Ch. Prischak (din V. Brana, 1967), care au condus lucrările de explorare a zăcămîntului din anul 1958 pînă în prezent. În figura 1 este reprodusă secțiunea geologică pe clina sud-vestică a calderei.

Primele cercetări de detaliu privind zonele de transformare şi mineralizare au fost întocmite de Cecilia Soare[1] care, prin cartarea lucrărilor miniere şi analizele microscopice, a ajuns la următoarele concluzii : în andezitele cu augit şi hipersten superioare, ale căror alternanţe de lave şi piroclastite alcătuiesc în mare măsură complexul stratovulcanic al calderei Căliman, s-a desfăşurat un proces de natură hidrotermală ; principalul produs al transformărilor sînt rocile silicifiate cu alunit („cuarţite secundare")[2], în care sînt localizate importante depozite de sulf (între 60 şi 300 m adîncime) şi hidroxizi de fier (între 0 şi 80 m adîncime). În etape anterioare silicifierii a avut loc formarea rocilor bogate în clorit, minerale argiloase sau carbonaţi. În legătură cu geneza, autoarea consideră că prin acţiunea soluţiilor acide clorurate toţi cationii au fost îndepărtaţi, rămînînd în zona „cuarţitelor secundare" numai silicea primară, care s-a reconstituit în opalite, iar prin recristalizare ulterioară în agregate cuarţoase. Alunitul, jarositul, sulful şi pirita s-au format în mediul reducător din adîncime, iar hidroxizii de fier în mediul oxidant de la suprafaţă.

Consideraţii recente asupra mineralogenezei şi metalogenezei, bazate pe calcule petrochimice, aparţin autorilor acestei lucrări [3], pe care le rezumăm astfel : înainte de erupţia andezitelor cu biotit, amfiboli şi cuarţ au avut loc în calderă puternice descărcări de hidroterme acide, care au modificat intens produsele crateriale originare (andezite piroxenice superioare — lave şi piroclastite), favorizînd totodată formarea sulfului, sulfurilor şi a hidroxizilor de fier. Mineralogeneza procesului hidrotermal, de la zonele externe spre cele interne, ce corespund cu centrele de descărcare ale soluţiilor, s-a produs gradat, prin transformări incipiente, cloritizare, argilizare şi silicifiere. Metalogeneza este de tip epitermal, de înlocuire prin impregnare cu sulf ± sulfuri de fier (melnicovit, pirită, marcasită) în adîncime şi hidroxizi de fier la suprafaţă. Atît procesele de transformare, cît şi cele metalogenetice au urmărit structura stratovulcanică, astfel că morfologia zonelor hidrotermalizate, slab transformate, cloritizate, argilizate, silicifiate ± minereu, corespunde acestei structuri. Zonele de transformare prezintă un aranjament oarecum simetric faţă de nivelul mineralizat cu sulf ± sulfuri de fier, respectînd, în general, o dispoziţie conformă ordinii de formare. Pe baza rezultatelor petrochimice se consideră că procesele de transformare şi cele metalogenetice s-au produs sub acţiunea unor soluţii gazoase acide de origine endogenă, care au evoluat continuu în apropierea suprafeţei, desfăşurîndu-se în trei stadii, caracterizate prin modificări importante ale pH-ului [4]. În primul stadiu a avut loc formarea

[1] Cecilia Soare (1964), *Raport privind documentarea petrografică a lucrărilor de explorare geologică din şantierul IGEX, Gura Haitii*, Arh. Inst. geol.
— Cecilia Soare (1965), *Raport privind documentarea mineralogică petrografică a lucrărilor de explorare geologică din şantierul IGEX, Gura Haitii*, Arh. Inst. geol.
— Cecilia Soare, Olimpia Vasilescu (1966), *Raport privind documentarea petrografică a lucrărilor de explorare geologică din şantierul IGEX, Gura Haitii*, Arh. Inst. geol.

[2] Autoarea a adoptat termenul de cuarţite secundare din literatura sovietică folosit pentru definirea vulcanitelor silicifiate.

[3] Constantina Stanciu, Alexandrina Medeşan (1968), *Studiul mineralogic şi geochimic al zăcămîntului de sulf de la Gura Haitii (Munţii Călimani)*, Arh. Inst. geol.

[4] Constantina Stanciu, Alexandrina Medeşan (1971), *Geochimia proceselor de transformare şi mineralizare în zăcămîntul de sulf nativ din caldera Căliman*, manuscris.

produselor din zona de slabă transformare, a cloritului și a primelor minerale argiloase. Stadiul doi corespunde cu intensificarea procesului de argilizare, silicifierii maxime și cu formarea acumulărilor de sulf nativ asociat uneori cu melnicovit, pirită, marcasită. În stadiul al treilea, reprezentînd sfîrșitul procesului metalogenetic, a avut loc depunerea hidroxizilor de fier în partea superioară a zăcămîntului, prin fenomene de oxidare și hidroliză intensă.

ZONA ARGILIZATĂ DIN ZĂCĂMÎNTUL DE SULF DIN CALDERA CĂLIMAN

Procesul de argilizare reprezintă un stadiu important în evoluția activității postvulcanice, prin amploarea mare pe care a avut-o și prin implicațiile sale genetice.

Dezvoltarea importantă pe care o are zona argilizată în culcușul și acoperișul rocilor silicifiate, precum și observația că această zonă prezintă schimbări în compoziția mineralogică de la zona bogată în silice, spre exterior, face necesară identificarea mineralelor argiloase, în scopul stabilirii unei zonalități în jurul corpurilor de roci silicioase în care se găsesc depunerile de sulf.

În anii 1968—1969[5] au fost cartate[6] și cercetate prin diverse metode coloanele a zece sonde, dîndu-se atenție specială zonelor argilizate.

În profilele cercetate (pl. I) au fost identificate andezitul cu augit și hipersten și produsele sale de transformare din zonele argilizate și silicifiate impregnate cu sulf, sulfuri de fier și hidroxizi de fier; lipsesc zonele de tranziție și de cloritizare care, în general, au dezvoltări reduse în zăcămînt. În forajul 35 208, produsele de transformare ale andezitului piroxenic sînt acoperite de lavele proaspete ale andezitului cu biotit, amfiboli și cuarț de la Pietricelul, ceea ce dovedește încheierea activității hidrotermale înainte de punerea în loc a acestor andezite.

Coloanele reprezintă profile complete de transformare de la suprafață pînă în talpa sondelor sau anumite intervale din foraj, în cazurile în care ne-a interesat numai conținutul zonei argilizate sau contactul dintre roca proaspătă sau argilizată cu zona silicifiată.

Andezitul piroxenic în stare proaspătă apare în partea superioară sau inferioară a zăcămîntului, marcînd extinderea pe verticală a procesului hidrotermal, sau mai apare ca formațiune relictă în cuprinsul zonelor argilizate sau silicifiate.

Rocile argilizate se întîlnesc, în general, la periferia celor silicifiate sau în cuprinsul acestora sub formă de intercalații cu grosimi reduse. Dezvoltarea mare pe care o au rocile argilizate ne-a facilitat o serie de observații cu privire la compoziția și schimbările care au loc în cuprinsul ei. S-a constatat, astfel, că intensitatea procesului de argilizare crește pe măsură ce ne apropiem de zonele intens transformate, silicifiate, schimbare care se reflectă și în aspectele megascopice; în zonele mai depărtate,

---

[5] Constantina Stanciu, Alexandrina Medeșan (1969), *Studiul fenomenelor de argilizare din zăcămîntul de sulf de la Gura Haitii (Munții Călimani)*, Arh. Inst. geol.

[6] Cartarea coloanelor de foraj a fost făcută la șantierul IGEX, Gura Haitii, împreună cu Cecilia Soare.

culoarea dominantă este cenușie sau cenușie-verzuie, iar în apropierea rocilor silicifiate, albă. În cuprinsul zonei se găsesc relicte de lave proaspete, iar spre contactul cu rocile silicifiate, pe o distanță de cîțiva metri, tranziția se face printr-o rocă în care se găsesc prezente atît mineralele argiloase, cît și silicea. Deseori zona argilizată este intens brecifiată, fragmente cu dimensiuni subdecimetrice fiind cimentate cu microbrecie argilizată, opal sau pirită. Opalul de culoare neagră, verde sau roșie se găsește pe fisuri discontinui sau ca globule (hialit) de cîțiva milimetri, care apar ca niște perle, cînd masa argilizată este foarte friabilă. Foarte rar apare și sulful migrat din zona silicifiată, unde este locul său de formare, sub formă de fisuri, pelicule sau microgranule diseminate.

Pentru a avea o imagine completă a procesului de transformare s-au făcut determinări și asupra zonei silicifiate, care cuprinde centrele de descărcare ale hidrotermelor, de la care au migrat soluții.

DETERMINĂRI MINERALOGICE

Componenții mineralogici ai zonelor de argilizare și silicifiere au fost determinați prin metoda spectrofotometriei de absorbție în infraroșu (I.R.), apelîndu-se în unele cazuri și la metodele de analiză roentgenografică (RX) și termodiferențială (D.T.A.).

S-a analizat compoziția mineralogică a andezitelor argilizate și silicifiate în profile complete de transformare (forajele 35 208, 35 214, 35 216, 35 204), din acoperișul pînă în culcușul zonei silicifiate, precum și unele andezite argilizate, izolate, pe care le prezentăm în grafic și le vom discuta în capitolul următor, în funcție de poziția lor, în acoperișul, în cuprinsul sau în culcușul zonei silicifiate.

Au fost identificate: montmorillonit, caolinit și dickit; silicea a fost determinată, ca: opal, α cristobalit și cuarț; sulfații sînt reprezentați prin alunit și gips. Alături de acestea s-a identificat goethit și marcasită.

În figurile 2 și 3 sînt prezentate benzile de absorbție ale mineralelor determinate în I.R.

Montmorillonitul se identifică prin banda de absorbție de la 3 624 cm^{-1}, urmată de o altă bandă, foarte largă, situată în domeniul 3 300—3 500 cm^{-1}. Deoarece prin analiza I.R. efectele montmorillonitului nu pot fi separate de cele ale hidroillitului (K. Oinuma și K. Kodama, 1967), probele 12,65, 245 și 68 au fost analizate și roentgenografic. Prezența unui reflex între 14 și 15 Å, care prin tratare cu etilen-glicol, în urma expandării rețelei, se deplasează la 17,2 Å, precum și reflexul de la 10 Å, ce apare în urma încălzirii probei la 600°C, indică prezența montmorillonitului (fig. 4).

Caolinitul se identifică în I.R. prin banda de absorbție de la 3 695 cm^{-1}, urmată de trei benzi, la 3 670, 3 652 și 3 619 cm^{-1}. Benzile de la 3 670 și 3 652 cm^{-1} apar numai cînd proba prezintă un conținut ridicat de caolinit. În regiunea cuprinsă între 1 100 și 1 000 cm^{-1}, caolinitul prezintă trei benzi, la 1 107, 1 030 și 1 007 cm^{-1}. O bandă suplimentară, la 1 093 cm^{-1}, însoțită de o bandă mai slabă, la 967 cm^{-1}, indică prezența dickitului (probele 24, 25 și 26). Caolinitul, a cărui identificare în I.R.

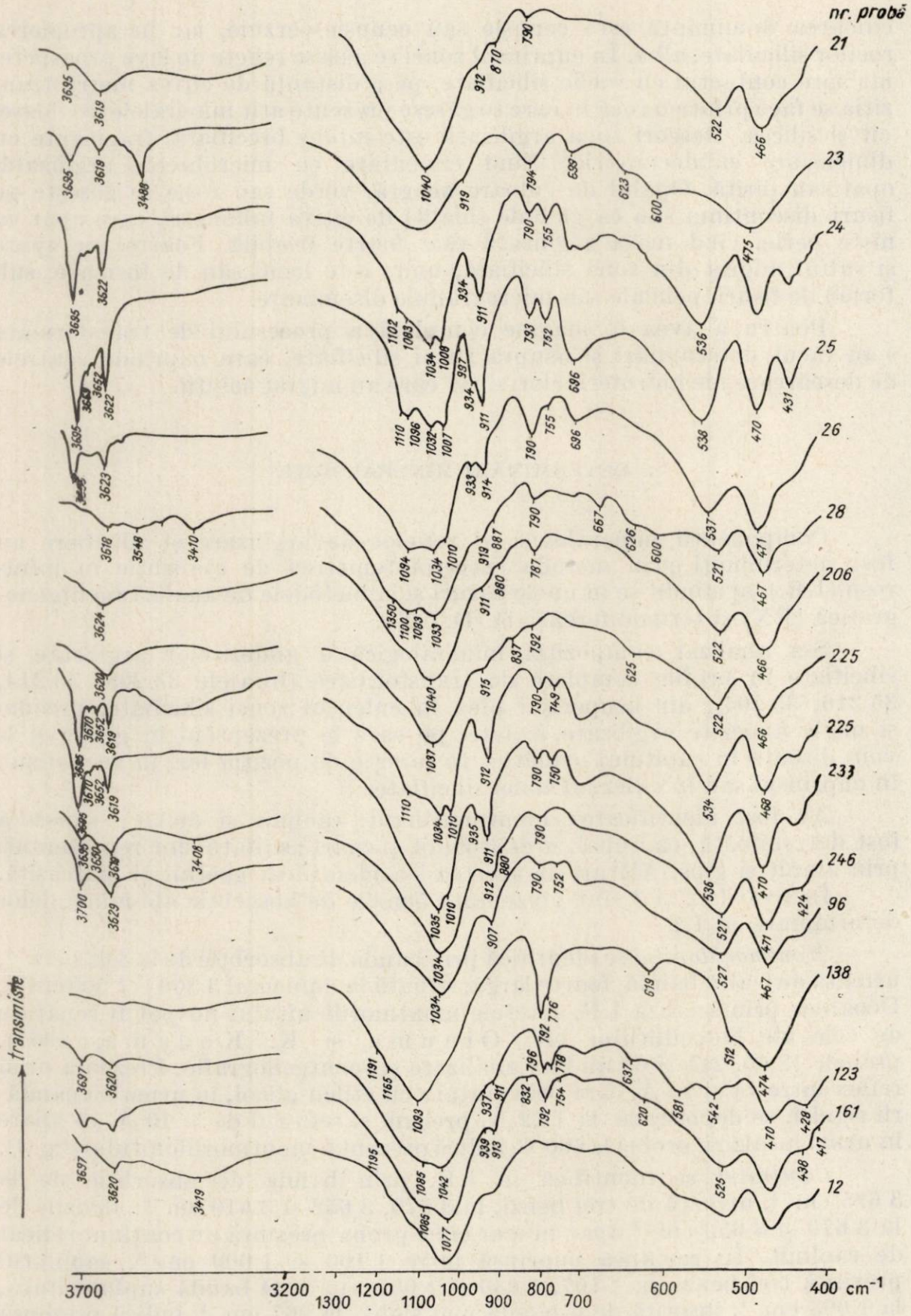


Fig. 2. — Benzile de absorbţie în infraroşu ale probelor localizate în planşa I.

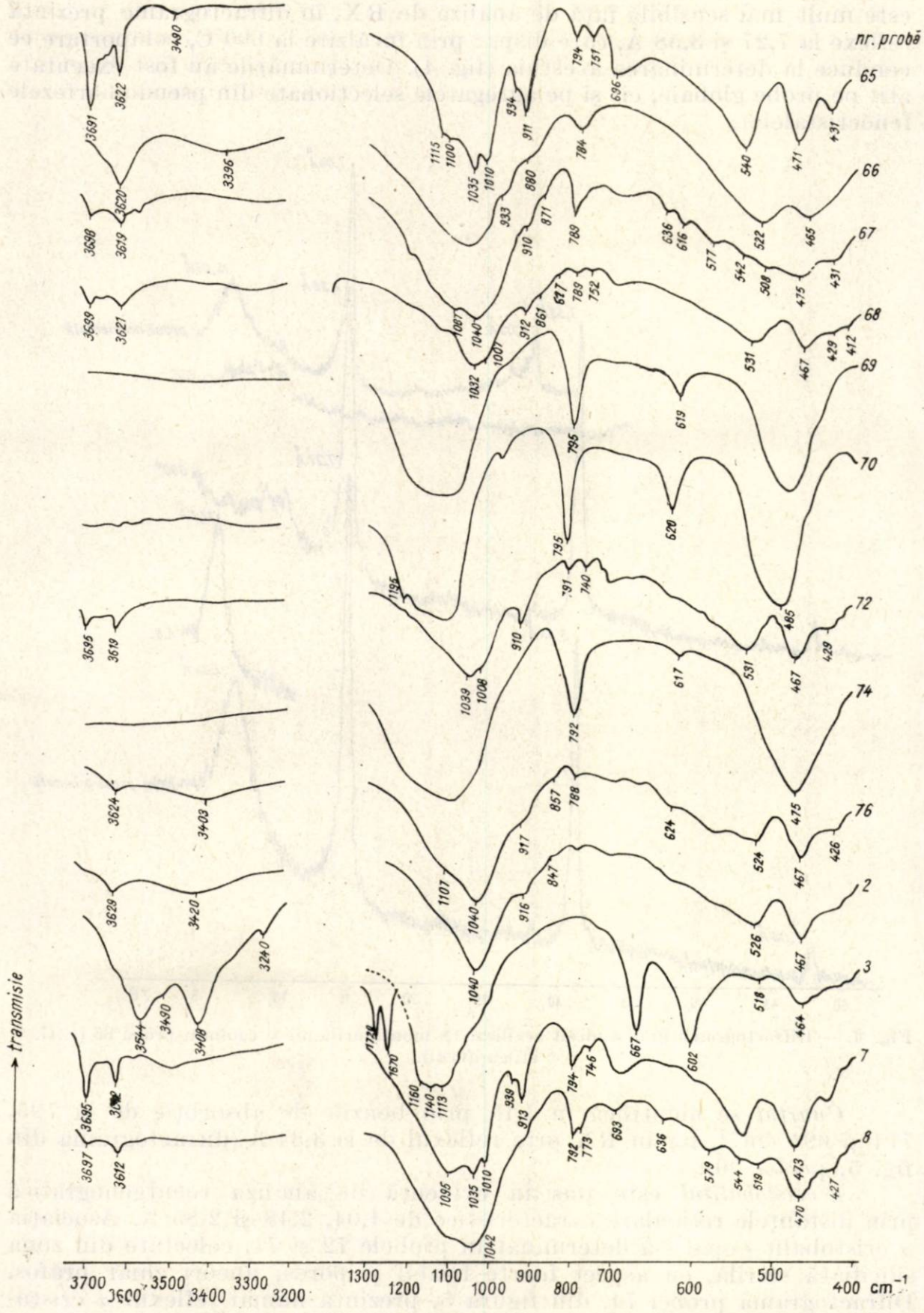


Fig. 3. — Benzile de absorbție în infraroșu (continuare).

este mult mai sensibilă față de analiza de RX, în difractograme prezintă reflexe la 7,27 și 3,58 Å, care dispar prin încălzire la 600°C, comportare ce conduce la determinarea acestuia (fig. 4). Determinările au fost executate atît pe probe globale, cît și pe agregatele selecționate din pseudomorfozele fenocristalelor.

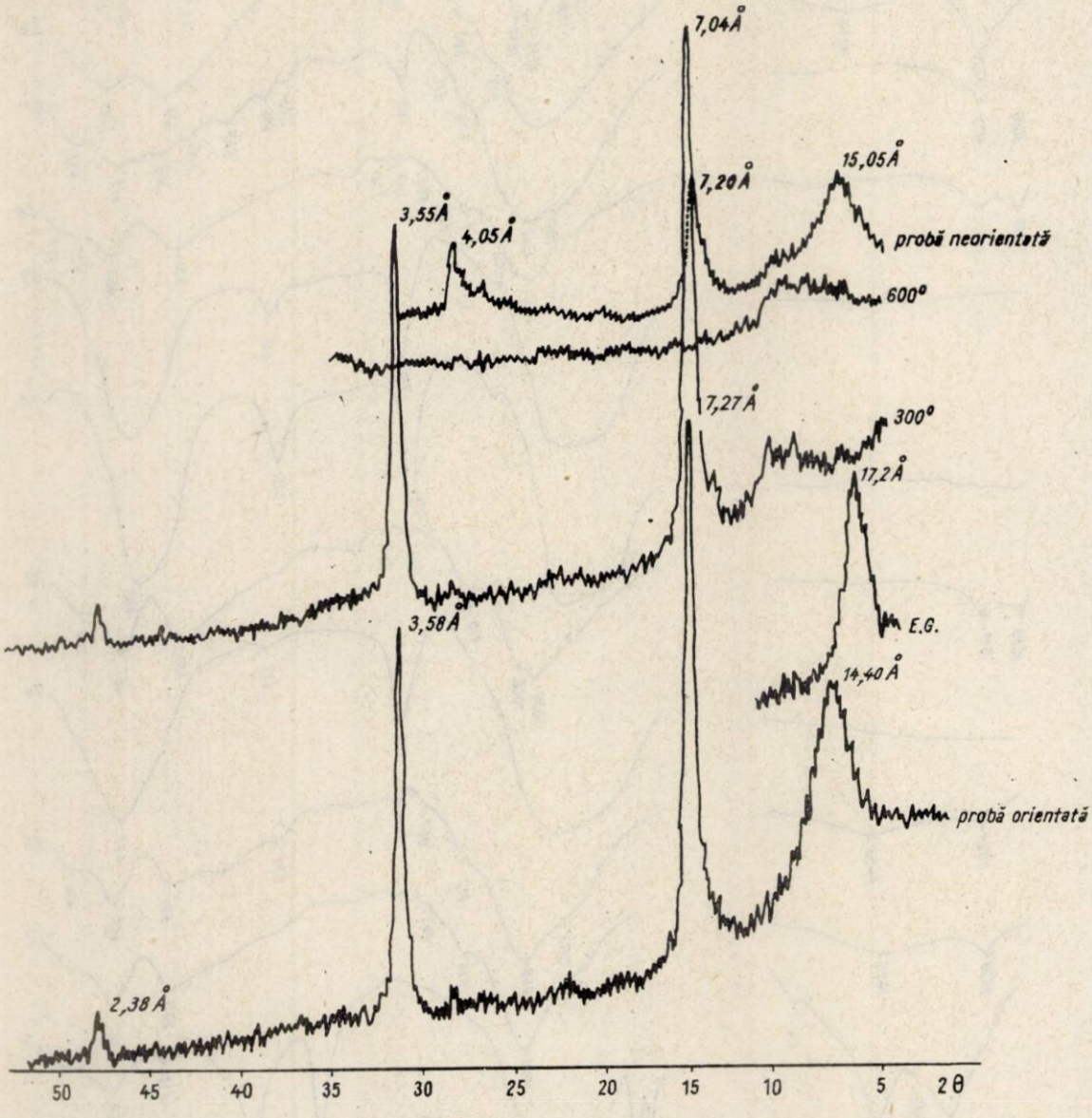


Fig. 4. — Difractograma unui andezit argilizat cu montmorillonit și caolinit, proba 65 (E.G. = etilen-glicol).

Cuarțul se identifică în I.R. prin benzile de absorbție de la 795, 774 și 694 cm^{-1}, iar în RX prin reflexul de la 3,34 Å (difractograma din fig. 5, proba 90).

α cristobalitul este pus în evidență de analiza roentgenografică prin distanțele reticulare caracteristice de 4,04, 2,48 și 2,85 Å. Asociația α cristobalit+opal s-a determinat în probele 72 și 74, colectate din zona silicifiată sterilă, cu aspect foarte friabil și poros, uneori chiar prăfos. Difractograma probei 74, din figura 5, prezintă numai reflexul α cristobalitului de la 4,04 Å, de intensitate redusă și cu o tendință de lărgire a

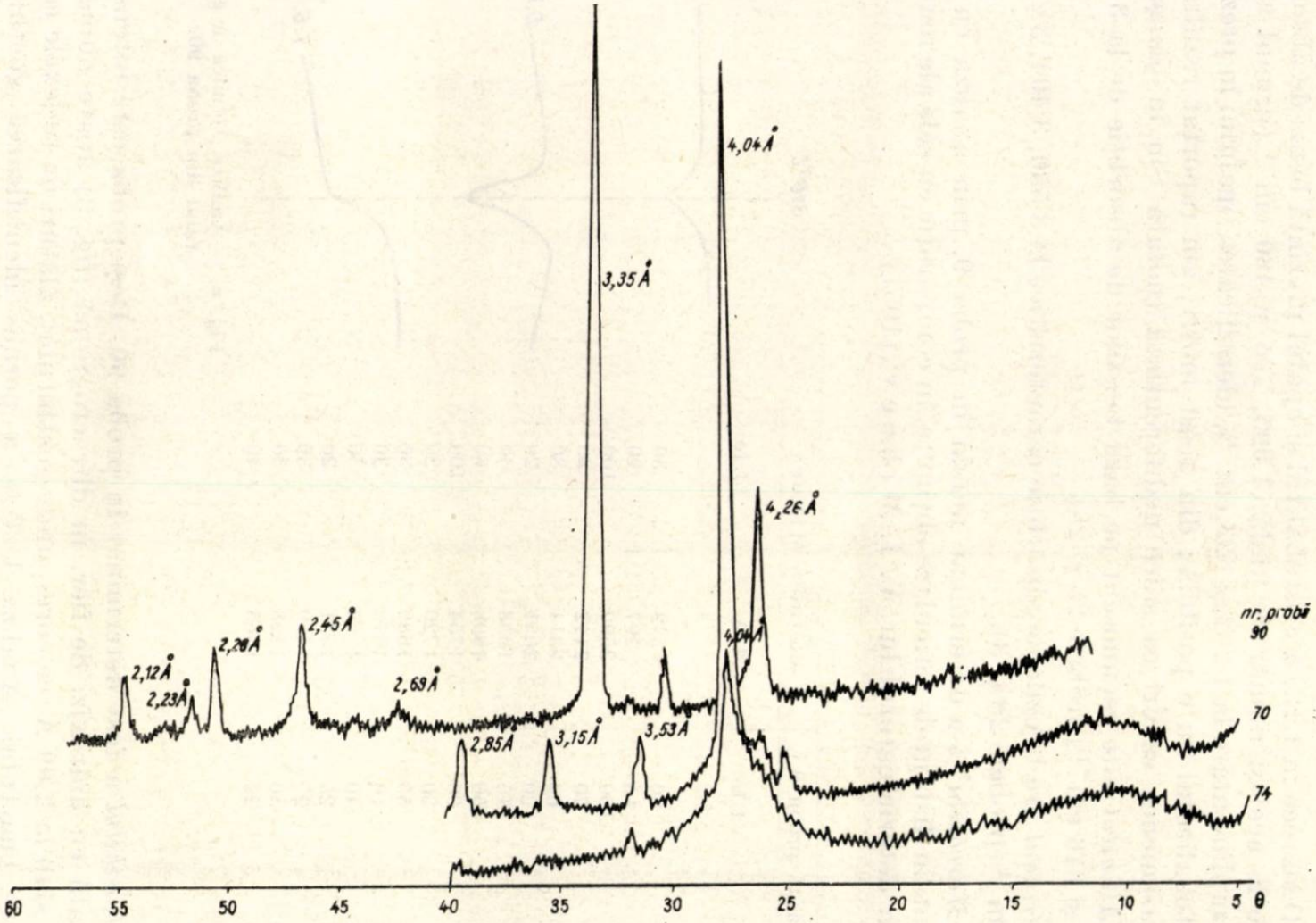


Fig. 5. — Difractograme ale andezitelor silicifiate.

picului. Aceasta sugerează prezența unei forme de cristalinitate redusă, respectiv *opalul*, alături de α cristobalit.

Deoarece în I.R., α cristobalitul și opalul prezintă benzi de absorbție situate la același număr de undă, 1 095, 795 și 480 cm^{-1} (primul avînd benzi suplimentare la 1 202 și 623 cm^{-1}), identificarea opalului în prezența α cristobalitului nu e posibilă; din acest motiv, am raportat rezultatele unor asemenea cazuri ca silice nediferențiată (notată Sin în planșa I).

Alunitul este recunoscut pe baza benzilor de absorbție de la 3 506, 3 487 și 616 cm^{-1} (probele 23 și 28).

Gipsul are benzile de absorbție caracteristice la 3 550, 3 404, 3 245 ș 667 cm^{-1} (probele 28 și 3).

Marcasita[7] s-a determinat numai în proba 9, prin analiza cu RX Prezentăm distanțele reticulare obținute, în comparație cu cele ale marcasi tei din determinatorul lui V. I. Miheev (1957).

Marcasita proba 9		Marcasita Miheev	
d Å	I/Io	d Å	I/Io
344	60	342	30
296	15	297	20
270	100	2690	100
2412	70	2412	80
2316	60	2314	80
2056	20	2051	20
1936	15	1938	30
1911	50	1908	60
1757	90	1754	100
1718	30	1720	20
1693	55	1689	30
1674	10	1673	30
1594	40	1593	50
1533	25	1531	20
1501	25	1499	30
1429	30	1428	50
1366	20	1365	40

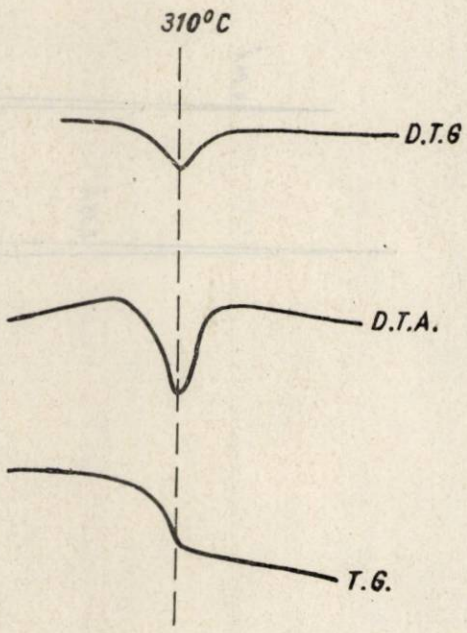


Fig. 6. — Analiza termică a goethitului din proba 90.

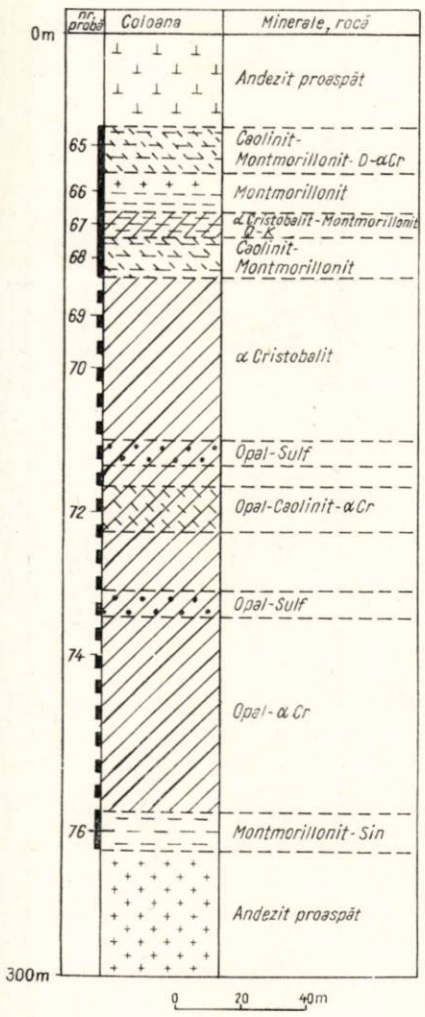
Goethitul a fost determinat în proba 90. Deși proba este intens impregnată cu hidroxizi de fier, în difractogramă (fig. 3) apare numai un reflex slab la 2,69 Å, ce corespunde goethitului, alături de reflexele caracteristice cuarțului. Analiza D.T.A. a permis identificarea goethitului prin efectul endoterm de la 310°C, care corespunde, după W. C. Kelley (1956), deshidratării unui goethit slab cristalizat (fig. 6).

[7] Celelalte sulfuri, melnicovitul și pirita, diseminate în rocile silicifiate, se disting megascopic sau microscopic.

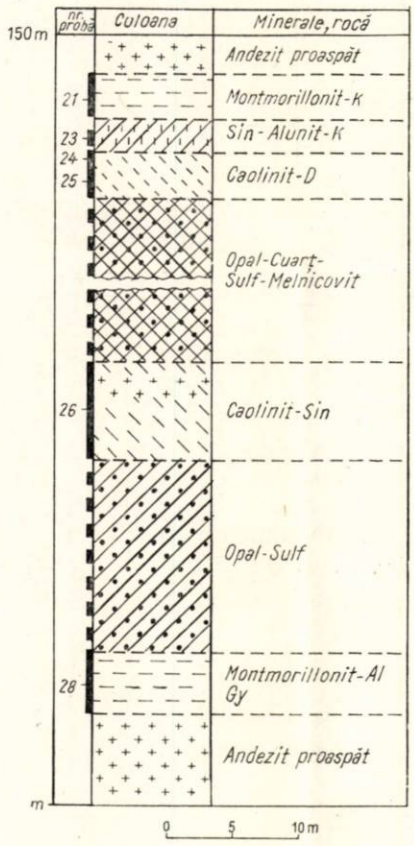
PLANȘA I

DISTRIBUȚIA MINERALELOR DE NEOFORMAȚIE ÎN ZONELE ARGILIZATE ȘI SILICIFIATE DIN ANDEZITUL PIROXENIC

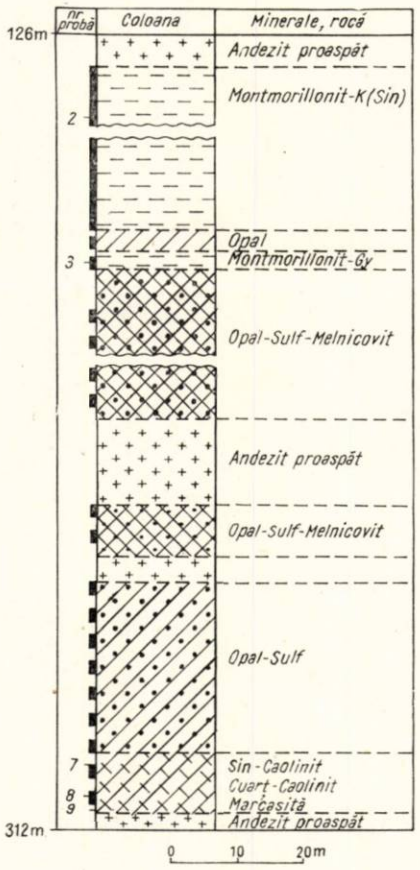
FORAJ 35 208



FORAJ 35 216



FORAJ 35 214



FORAJ 35 203

FORAJ 35 206

FORAJ 35 213

FORAJ 26 186

FORAJ 26 200

FORAJ 35.206

FORAJ 26 198

LEGENDA

- Andezit cu amfiboli, biotit, cuarț
- Andezit cu hipersten și augit
- Zona argilizată
- Zonă silicifiată
- Minerale argiloase nediferențiate
- Montmorillonit
- Caolinit
- Alunit
- Opal, α Cristobalit, Cuarț, Opal sau /și α Cristobalit=Sin
- Melnicovit, Pirită
- Sulf
- Goehtit

PARTICIPARE NEGLIJABILĂ

K- Caolinit
D- Dickit
Al- Alunit
Gy- Gips
Op- Opal
αCr- α Cristobalit
(Sin)- Opal sau /și α Cristobalit
Q- Cuarț
65- Numărul probei analizate

CONCLUZII MINERALOGENETICE

Modul de ocurență al mineralelor de neoformație și asociațiile mineralogice care caracterizează zonele argilizate și silicifiate prezintă interesante implicații genetice asupra proceselor care au precedat formarea sulfului nativ.

Prezentăm în tabelul nr. 1 principalele asociații evidențiate, iar în planșa I ocurența și distribuția mineralelor în cadrul zonelor de transformare, așa cum aceasta reiese din studiul forajelor (mineralele sînt citate în ordinea participării)[8].

— Montmorillonitul are în general o repartiție zonală, localizîndu-se în partea externă a zonei argilizate. Andezitele intens montmorillonitizate, străbătute uneori de fisuri de gips, conțin în cantități neglijabile caolinit, alunit, opal sau/și α cristobalit. Montmorillonitul tinde să se asocieze cu cantități mari de caolinit la contactul cu zona silicifiată sau în intercalațiile argilizate din cuprinsul rocilor silicifiate.

— Caolinitul, însoțit de cantități reduse de dickit, este concentrat, mai frecvent, între zonele montmorillonitice și cele silicioase, sau în intercalațiile argilizate, unde se asociază cu opalul sau/și α cristobalitul sau cuarțul, mai rar cu montmorillonitul.

— Alunitul, deși este un produs de neoformație frecvent întîlnit în rocile silicifiate din zăcămînt, în forajele cercetate a fost rareori determinat ca mineral asociat în cantități neglijabile în rocile bogate în montmorillonit, opal sau α cristobalit.

— Opalul și α cristobalitul sînt cele mai importante componente ale zonei silicifiate, unde apar intim asociate cu sulful și sulfurile de fier.

Tabelul nr. 1

Asociații de minerale de neoformație în zonele argilizate și silicifiate

Zonele de transformare		Montmorillonit	Caolinit	Dickit	Gips	Alunit	Cuarț	α cristobalit	Opal	Silice liberă * nediferențiată
Zona-argilizată	acoperiș	+++	+++	+	+	+	+	+		+
	intercalații	+	+++				++			++
	culcuș	+++	++		+	+				+
Zona silicifiată			+			++	+++	+++	+++	+++

+++ abundent, ++ mediu, + subordonat;
* opal sau/și α cristobalit

[8] Pe planșa I sînt localizate numai probele analizate în I.R, RX și D.T.A. ; o serie de alte asociații mineralogice din zona silicifiată au fost indicate de analiza microscopică.

Ele apar frecvent și în rocile în care caolinitul este mineralul principal și mai rar, cu participarea subordonată, în cele bogate în montmorillonit. Cuarțul, al treilea component principal al zonei silicifiate, se asociază cu sulful, sulfurile de fier și goethitul sau cu caolinitul în intercalații.

Compoziția mineralogică a zonei argilizate prezintă anumite particularități, în funcție de poziția spațială pe care o are în acoperișul, culcușul sau intercalațiile zonei silicifiate. Compararea asociațiilor de neominerale determinate este favorizată de faptul că materialul primar supus transformărilor în zonele cercetate este reprezentat numai prin lavele andezitului cu augit și hipersten.

Acoperișul, cu principalii componenți montmorillonitul și caolinitul, destul de frecvenți α cristobalitul sau/și opalul, neglijabili dickitul și cuarțul, cuprinde o succesiune de asociații de neoformație, dispuse aproximativ zonal, de la părțile periferice montmorillonitice pînă la contactul cu zona silicifiată, unde conținutul tinde să devină caolinitic. Această succesiune zonală se prezintă astfel: montmorillonit-montmorillonit + caolinit-caolinit-opal, α cristobalit, cuarț.

Rocile argilizate care apar în cuprinsul zonei silicifiate ca intercalații au, în general, o compoziție omogenă: caolinit ± opal sau/și α cristobalit, cuarț. În învelișul argilizat al unui sîmbure relict de andezit proaspăt s-a identificat și montmorillonit alături de caolinit.

În culcuș, principalul mineral argilos este montmorillonitul, care apare brusc, în contact cu zona silicifiată, în asociație cu caolinit, mici cantități de alunit, opal sau/și α cristobalit. Deseori zona argilizată lipsește din culcuș, în acest caz existînd un contact direct între zona silicifiată și andezitul proaspăt.

Considerațiile de ordin genetic, stabilite anterior [9], se integrează celor prezentate în această lucrare, care aduce dovezi în plus că procesul hidrotermal, care s-a desfășurat într-o fază tardivă a activității vulcanice din caldera Căliman, este guvernat de pH-ul soluțiilor.

Distribuția asociațiilor mineralelor de neoformație sugerează imaginea unor halouri de transformare cu compoziții și dispoziții oarecum regulate, reflectînd, în parte, evoluția acestui proces manifestat în apropierea suprafeței, pînă la adîncimea de 380 m.

H. Mukaiyama (1959) și T. Takeuchi și colab. (1966), care s-au ocupat de mineralogeneza acestui proces, sînt de acord cu următoarea schemă de desfășurare. Într-un stadiu timpuriu, care precedă silicifierea, principala transformare a vulcanitelor, soluții fierbinți foarte acide, sterile, au pătruns în formațiunile vulcanice înconjurătoare cu care au intrat în reacție. Interacțiunea reciprocă dintre soluție și roci s-a repetat probabil de mai multe ori, ceea ce a provocat o reducere a intensității acide, soluțiile devenind neutre sau slab alcaline. Lunga și frecventa interacțiune dintre soluții și mediul înconjurător a determinat formarea montmorillonitului în locurile în care soluțiile au caracter slab alcalin și drenaj redus. Acest neoprodus, apărut în stadii timpurii, a reacționat cu soluții neutralizate în stadiile următoare, care îi îndepărtează Ca și Mg, transformîndu-l în caolinitul cu care poate apare împreună. Pe de altă parte, caolinitul s-a putut forma și în apropierea zonelor de

[9] *Op. cit.*, pct. 3.

intensă circulație a soluțiilor acide unde, din dizolvarea intensă a rocilor, a rămas doar SiO_2, care se poate combina cu aluminiu levigat. Astfel apare caolinitul alături de opal, α cristobalit sau cuarț. Se presupune că Al, K și Ca, îndepărtați din roci, se combină cu SO_3 din soluție, formînd alunitul, respectiv gipsul.

În locurile de circulație ale soluțiilor foarte acide, caracter căpătat în urma amestecului soluțiilor primare cu soluțiile supergene, s-a produs o dizolvare și intensă levigare a cationilor; dintre compușii primari a rămas *in situ* numai silicea, care a circulat la început sub formă de soluție coloidală. Primul produs format a fost opalul care, prin convertire secundară, a trecut în α cristobalit, iar prin recristalizare mai avansată în cuarț. Se presupune că mineralizarea de sulf + sulfuri de fier a avut loc într-un stadiu ulterior.

În zăcămîntul de sulf din caldera Căliman, în culcușul zonei silicifiate de compoziție montmorillonitică, pH-ul alcalin a avut o mai mare stabilitate decît în acoperișul care cuprinde o succesiune variată de neoproduse, de la opal, α cristobalit sau cuarț la montmorillonit, datorită modificărilor gradate ale pH-ului în timpul migrării soluțiilor ascensionale de la zona silicifiată spre suprafață.

★

Asociațiile și ocurența mineralelor argiloase din culcușul și acoperișul zonei silicifiate, în care este localizat sulful din caldera Căliman, permite paralelizări cu situații geologice similare, ca cele din regiunile vulcanice pleistocene din Japonia, Taiwan, U.R.S.S. și Munții Gurghiu.

În Japonia, cele mai reprezentative depozite de sulf nativ se găsesc în regiunea Nasu — minele Matsuo și Abuta, din zona vulcanică cuaternară (T. Takeuchi și colab. 1966). Depozitele mineralizate de vîrstă pleistocenă sînt localizate în andezite cu hipersten și augit, plio-pleistocene. În jurul depozitelor mineralizate, cu forme stratificate, din rocile silicifiate s-au dezvoltat gradat minerale argiloase. Asociațiile mineralogice din acoperișul zonei silicifiate din mina Matsuo sînt asemănătoare cu cele găsite în acoperișul andezitelor silicifiate din caldera Căliman (cu excepția saponitului care nu a fost identificat). Halourile de transformare la Matsuo se succedă astfel: saponit — montmorillonit — montmorillonit + caolinit — caolinit — caolinit + alunit + opal — opal + sulf.

În Taiwan, în craterul vulcanilor din grupul Taitun, constituiți din andezite piroxenice ± hornblendă, de vîrstă pleistocenă, se găsesc depozite de sulf nativ în roci silicifiate. Zona silicifiată, constituită din opal + sulf + melnicovit, are în culcuș o zonă intermediară din opal + caolinit + pirită prin care se trece la zona externă exclusiv caolinitică (L. P. Tan, 1959).

În comparație cu zăcămintele de sulf nativ din insulele Paramușir (U.R.S.S.), care sînt localizate în complexe stratovulcanice pleistocene, situația din Căliman este asemănătoare numai prin prezența mineralelor argiloase din baza rocilor silicifiate impregnate cu sulf (S. I. Naboko, 1963).

În Munții Gurghiu, unul din autorii acestei lucrări[10] a pus recent în evidență în craterul Fierăstrae o arie geotermală pleistocenă de aceeași origine. Aria, care este constituită din andezite cu piroxeni și hornblendă (lave și piroclastite) silicifiate și alunitizate cu rare impregnații de sulf, are culcușul alcătuit din caolinit + montmorillonit.

ASSOCIATED HYDROTHERMAL ARGILLIZATION OF NATIVE SULPHUR-BEARING DEPOSITS FROM THE CĂLIMAN CALDERA

SUMMARY

Within the Căliman caldera from the northern part of the Căliman—Gurghiu — Harghita volcanic ridge, an important and recent geothermal area of Pleistocene age is to be found (Fig. 1). The ore deposits of the replacement type consist of sulphur ± iron sulphides (melnicovite, pyrite, marcasite) and iron hydroxides which impregnate the silicified rocks. Among these ore bodies the sulphur is of economical interest. The alteration halos display a zonal and sometimes a symmetrical arrangement. From outside to inside the alteration zones mark the following sequence: weak alteration zone — chlorite zone — clay zone — siliceous zone. The host rock of the deposits which underwent the alteration process, as well as that of ore deposits is the hypersthene-and augite-bearing andesite of Pleistocene age.

This paper aims at the study of the composition of clayey and siliceous rocks. By means of the infra-red absorption spectrophotometry the X-ray analysis and the differential thermal analysis there have been identified: montmorillonite, kaolinite, dickite, opal, α cristobalite, quartz, alunite, gypsum, goethite and marcasite (Figs 2 — 6). The mineralogical composition of the argillized zone presents certain particular features as a function of its spatial position in the hanging wall, the footwall or in the intercalations of the silicified zone (Plate I).

The hanging wall consists of montmorillonite and kaolinite as its main components, and rather frequent α cristobalite, opal and insignificant amounts of dickite, quartz, alunite and gypsum. The associations of minerals display the following zonal sequence, from the peripherical parts rich in montmorillonite towards the contact line with the silicified zone where the kaolinite is predominant: montmorillonite — montmorillonite + kaolinite — kaolinite — opal, α cristobalite, quartz. The argillized rocks which occur as intercalations within the silicified zone have in general a homogeneous composition: kaolinite ± opall or/and α cristobalite, quartz, very seldom montmorillonite. In the footwal the montmorillonite is the main mineral that occurs closely to the silicified zone in association with kaolinite and small amounts of alunite, opal or/and α

[10] Constantina Stanciu (1969), *Propuneri pentru cercetări geologice prin foraje în partea centrală a aparatului vulcanic cuaternar Fierăstrae din Munții Gurghiu*, Arh. Inst. geol.

Associations of new minerals in the argillized and silicified zones

Alteration zones		Montmorillonite	Kaolinite	Dickite	Gypsum	Alunite	Quartz	α Cristobalite	Opal	Free non-differentiated silica *
Argillized zone	hanging wall	+++	+++	+	+	+	+	+		+
	intercalations	+	+++				++			++
	foot wall	+++	++		+	+				+
Silicified zone			+			++	+++	+++	+++	+++

+++ abundant, ++ medium, + subordontae,
* opal or/and cristobalite

cristobalite, gypsum. It is considered that the whole alteration process is a metosomatic one controlled by the variation of pH which was modified from acid to slightly alkaline, generating alteration halos, and implicitly associations of neominerals.

BIBLIOGRAFIE

ALEXANDRESCU GR., MUREȘAN GEORGETA, PELTZ S., SĂNDULESCU M. (1968), *Notă explicativă la harta geologică a României, scara 1 : 200 000. Topliţa*, Com. Stat Geol., Inst. Geol.

BRANA V. (1967), *Zăcămintele nemetalifere din România*, Edit. tehnică, Bucureşti.

KELLEY W. C. (1956), *Application of differential thermal analysis to identification of the natural hydrous ferric oxides*, Amer. Miner., **41**, *3*, *4*.

MIHEEV V. I. (1957), *Rentghenometriceski opredeliteli mineralov*, Moscova.

MUKAIYAMA H. (1959), *Genesis of sulphur deposits in Japan*, Journ. of Faculty Science Univ. of Tokyo, Secţia a II-a, **XI**.

NABOKO S. I. (1963), *Metamorfismul hidrotermal actual al rocilor vulcanice*, Anal. rom.-sov., *1*.

OINUMA K., KODAMA K. (1967), *Use of infrared absorption spectra for identification of clay minerals in sediment*, Jour. Tokyo University, General Education (Nat. Sci), *7*, p. 1.

RĂDULESCU D., VASILESCU AL., PELTZ S., PELTZ MARGARETA (1964), *Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a munţilor Gurghiu*, An. Com. Stat Geol., **XXXIII**.

TAN L. P. (1959), *The sulphur-melnikovite deposits of the Szehuanglzeping area Taipeihsien, Taiwan*, Geol. Soc. of China, Taipei, **2**.

TAKEUCHI T., TAKAHASHI I., ABE H. (1966), *Wall-rock alteration and genesis of sulphur and iron sulphide deposits in northern Japan*, The Science Reports of the Tohoku University, Seria a III-a, Sendai, **IX**, *3*.

TEODORU I., TEODORU CAMELIA (1966), *Faciesuri de metamorfism hidrotermal în caldera munţilor Călimani*, D.S. Inst. geol., **LII/1**.

Primit în redacţie la 4 noiembrie 1970 *Institutul geologic*

CONTRIBUȚII LA STUDIUL MINERALOGIC AL ZĂCĂMINTELOR MANGANIFERE DE LA IACOBENI: STILPNOMELANUL MANGANIFER

DE

M. BĂLAN

55 (05)

Cercetările întreprinse în perioada ulterioară anului 1960 (O. W. Maier, D. Giușcă, H. G. Kräutner, Alexandra Medeșan, A. Streckeisen) au arătat că stilpnomelanul este larg răspîndit pe teritoriul țării noastre. Scopul acestei note este de a da cîteva detalii privind o ivire mai puțin cunoscută.

Minereul manganifer din mina Argestruț este traversat uneori de filoane discontinui, a căror grosime poate atinge cîțiva centimetri. În aceste filoane există un filosilicat brun închis (considerat de către V. Ignat ca manganofilit în lucrarea de diplomă din 1958 [1]) și cantități subordonate de cuarț, hialofan, albit etc.

Filosilicatul se prezintă sub formă de lame centimetrice, xenomorfe, plane sau cutate; clivajele după (001) și (010) sînt evidente. Pentru simplificarea expunerii este necesar să menționăm de la început că acest mineral este un stilpnomelan manganifer. În masa stilpnomelanului (89,5%) se găsesc „zone incolore" (5%), foițe de hematit, filonașe cu rodocrozit (3%), clorit (2%) sau pirită.

Între stilpnomelanul brun și „zonele incolore" tranziția este gradată: din 200 de fragmente, 130 sînt brune, 61 au culori de tranziție, 9 sînt incolore, raportul dintre aceste tipuri fiind de 14 : 7 : 1. Culorile de pleocroism, corespunzătoare celor 3 grupe de fragmente, variază astfel:

$$\begin{array}{ll} Ng - & \left[\begin{array}{l}\text{brun-roșcat închis}\\ \text{brun-roșcat deschis}\\ \text{galben}\end{array}\right] \rightarrow \left[\begin{array}{l}\text{galben}\\ \text{galben}\\ \text{galben}\end{array}\right] \rightarrow \left[\begin{array}{l}\text{incolor}\\ \text{incolor}\\ \text{incolor}\end{array}\right] \\ Nm - & \\ Np - & \end{array}$$

[1] Comunicare verbală.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 1, p. 123–131 București, 1971

S-a constatat, mai departe, că unghiul axelor optice variază mult chiar în cadrul fragmentelor brune (fig. 1). În vederea măsurării constantelor optice trebuia să fie cunoscută comportarea mineralului sub acțiunea temperaturii și a mediilor de imersie folosite. Unghiul 2V crește cu circa 1—2° la fragmentele ținute timp de 47 de ore într-un amestec de bromoform și α-monobromonaftalină. De asemenea, creșterea Δ2V este de apro-

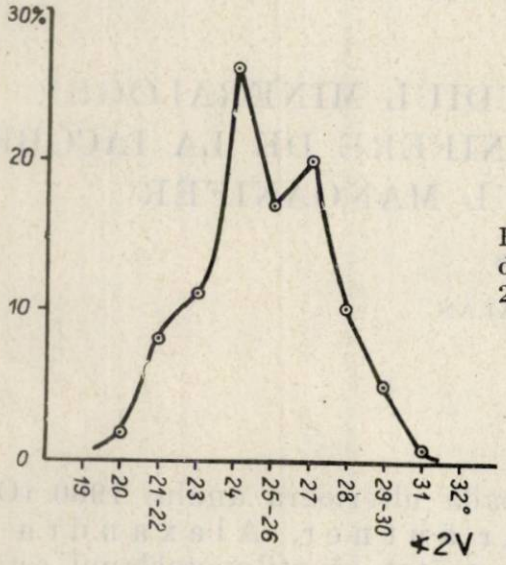


Fig. 1. — Frecvența unghiului 2 V (630 de fragmente brune; fragmentele cu 2V=19° și cu 2V=32° apar în cantități sub 0,5%).

ximativ 6—9° pentru fragmentele ținute timp de 2 ore la temperatura de 105°C; valoarea Δ2V scade, în general, spre unghiuri 2V mai mari, orientarea optică menținîndu-se constantă la toți termenii. Din cele spuse

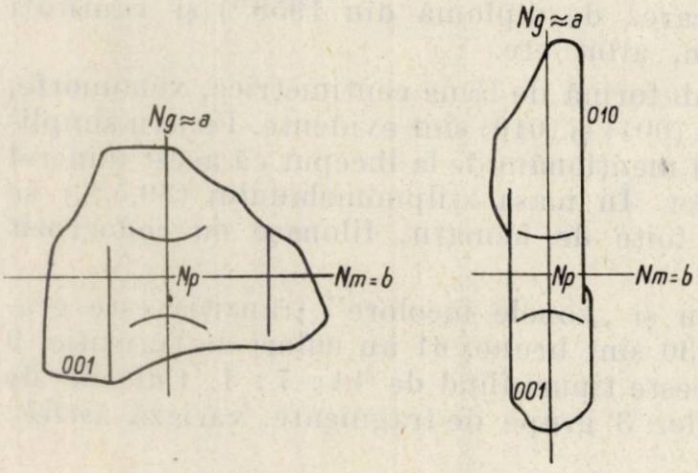


Fig. 2. — Orientarea optică a stilpnomelanului manganifer.

rezultă că determinarea constantelor mineralului se face cu oarecare dificultate; se consideră că cifrele prezentate sînt situate în apropierea valorilor reale.

Proprietățile optice și densitățile se dau în tabelul nr. 1. Deocamdată nu am reușit să obțin secțiunile subțiri ale fragmentelor de mineral, așa încît cunoaștem numai domeniul de variație pentru birefringența maximă măsurată. Orientarea optică (fig. 2) și constantele din tabelul nr. 1 sînt

Tabelul nr. 1

Stilpnomelan manganifer;: proprietăţi optice şi densităţi

Denumirea constantei	−2V măsurat[1]										
	19°	20°	21−22°	23°	24°	25−26°	27°	28°	29−30°	31°	32°
Ng măsurat[2]			1,600		1,600		1,601		1,601		
Nm calculat			1,598		1,598		1,598		1,598		
Np măsurat			1,549		1,551		1,552		1,553		
(Ng − Np) calculat			0,051		0,049		0,049		0,048		
(Ng−Np) ≈ (Nm−Np) măsurat[3]	0,0527 ; 0,0519 ; 0,0528 ; 0,0551 ; 0,0553 ; 0,0497 ; 0,0553.										
(Ng−Nm) măsurat				0,0019					0,0026		
− 2 V calculat			22°18′		22°48′		28°00′		28°20′		
Extincţii [4]	Ng∧(001) ≈ 0° ; Np Np aprox. ⊥ (001)										
Orientare optică	Nm = b, PAO (010)										
Densitate [5] a...				<2,72	2,72	2,76	2,81	>2,81			
g/cm³ b...				2,72	2,73	2,80	2,83	2,88			
Pleocroism Ng	brun-roşcat închis										
Pleocroism Nm	brun-roşcat deschis										
Pleocroism Np	galben										
Absorbţia	Ng ≈ Nm ⋙ Np										

[1] Unghiul 2V a fost măsurat cu ajutorul micrometrului ocular.

[2] Metoda imersiei. Toate măsurătorile optice au fost efectuate cu lumină albă.

[3] Compensator Berek.

[4] Extincţiile sînt rulante.

[5] Densitatea a fost măsurată la fracţiuni de stilpnomelan bogate în fragmente cu un anumit 2V: a- cu ajutorul lichidelor grele şi b- cu ajutorul picnometrului. T=21−23°C.

foarte asemănătoare cu cele întîlnite la stilpnomelan (Deer, Howie şi Zussman, 1963) şi la bannisterit (Smith şi Frondel, 1968).

Materialul supus analizei chimice complete a fost destul de neomogen. Caracterul neomogen este dat mai ales de participarea variabilă a termenilor bruni; totuşi se poate vedea din figura 1 că frecvenţa unghiurilor 2V cuprinse între 23 şi 28° este de 84%. Cu toate acestea, atît analiza chimică (tabelul nr. 2), cît şi formulele structurale derivate din ea pot

Tabelul nr. 2

Compoziţia chimică a stilpnomelanului manganifer de la Iacobeni

Oxizi	% greut.	Ioni	Ioni/8 Si	Ioni/28 (O, OH)
SiO_2	44,84	Si	8,000	7,972
TiO_2	0,02	Ti	0,003	0,003
Al_2O_3	5,00	Al	1,046	1,043
Fe_2O_3	2,64	Fe^{3+}	0,354	0,353
FeO	17,71	Fe^{2+}	2,638	2,629
MnO	15,62	Mn	2,361	2,352
MgO	3,36	Mg	0,894	0,891
CaO	1,08	Ca	0,207	0,206
Na_2O	0,14	Na	0,049	0,049
K_2O	0,87	K	0,197	0,197
S	0,03	H		7,506
P_2O_5	0,03	O		28
CO_2	urme	(OH)	4,00	
H_2O +	6,33	(O,OH,H_2O)	23,53	
H_2O −	2,95			
Total	100,62			

– Analist: Nedelcu Georgeta.

– P_2O_5 a fost eliminat din analiză sub formă de $AlPO_4$, iar Sca FeS_2.

– Formule: a) 8 Si $\dashrightarrow$ $(K,Na,Ca)_{0.45}(Fe^{2+},Mn,Mg,Al,Fe^{3+},Ti)_{7.30}[Si_8O_{20}](OH)_4(O,OH,H_2O)_{3.53}$; b) 28 $(O,OH)\dashrightarrow(K,Na,Ca)_{0.45}(Fe^{2+},Mn,Mg,Al,Fe^{3+},Ti)_{7.24}[(Si,Al)_8O_{20}](O,OH)_8$.

servi la compararea acestui mineral cu cele descrise anterior. În acest scop am proiectat în tetraedru numerele de Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mn^{2+} şi Mg^{2+} în baza de 8 Si (%). Se constată că mineralul studiat este situat între stilpnomelanul de la Franklin (Frondel şi Ito, 1965) şi stilpnomelanul manganifer din Japonia (Shirozu, 1964), fiind mai apropiat de ultimul (fig. 3 şi tabelul nr. 3).

Pentru a verifica legătura dintre indicii de refracţie, densitate şi compoziţia chimică am aplicat regula lui Gladstone şi Dale la calcularea valorii $\frac{Ng + Nm + Np}{3}$ (tabelul nr. 4). Densitatea luată în calcul reprezintă media densităţilor corespunzătoare unghiurilor 2V: 24°; 25—26° şi 27°. Deviaţia fiind admisibilă, înseamnă că legătura căutată

există, iar erorile de măsură sînt acceptabile. Deoarece deviaţia este mai mică în primul caz din tabelul nr. 4, urmează că densităţile măsurate cu ajutorul lichidelor grele sînt mai apropiate de adevăr.

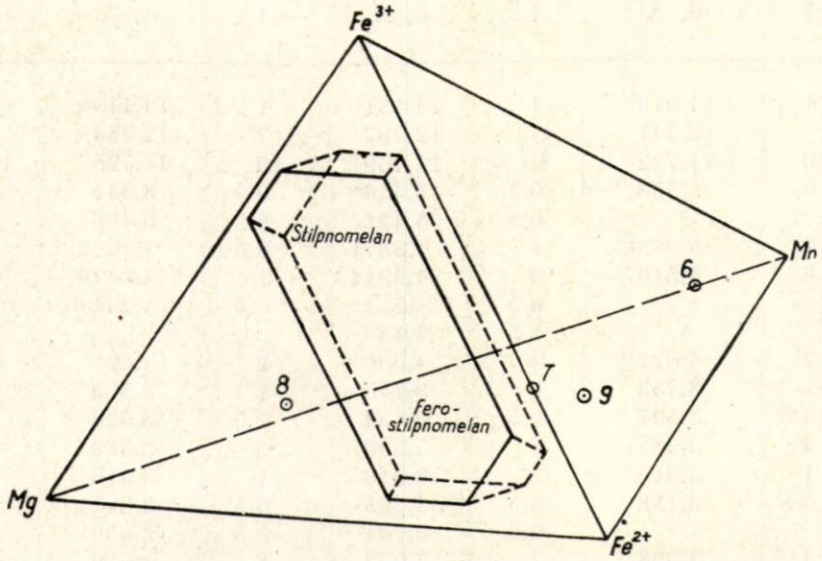


Fig. 3. — Proiecţia numerelor de ioni ale stilpnomelanelor în baza de 8 Si (%) (31 de analize).

Tabelul nr. 3

Numere de ioni în baza de 8 Si (%)

Nr. crt.	Numele şi provenienţa mineralului	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Zn
1	Stilpnomelan, zăcămîntul Internaţionala a III-a, Urali (Lazarenko, 1954; din Deer, Howie şi Zussman, 1963)	7,2	55,5	0,0	37,3	—
2	Stilpnomelan, zăc. Tetiuhe, U.R.S.S. (Mozgova, 1957; din Deer ..., 1963)	67,2	14,3	8,4	10,1	—
3	Stilpnomelan, Crystal Falls, Michigan (Ayres, 1940; din Deer ..., 1963)	70,7	2,0	5,4	21,9	urme
4	Stilpnomelan, North Wales, Marea Britanie (Matthews şi Scoon, 1964)	19,6	71,9	0,1	8,4	—
5	Ferostilpnomelan, mina Motoyasu, Shikoku (Yui, 1962)	4,8	68,4	0,9	25,9	—
6	Parsettensit, Alp Parsettens, Graubünden (Jakob, 1923; din Deer ..., 1963)	0,8	0,0	87,2	12,0	—
7	Stilpnomelan manganifer (ekmanit), mina Matsuo, Pref. Kochi (Shirozu, 1964)	20,6	52,9	16,5	10,0	—
8	Stilpnomelan, Franklin, N. J. (Frondel şi Ito, 1965)	14,4	16,4	14,1	45,4	9,7
9	Stilpnomelan manganifer, mina Argestruţ, Iacobeni	5,7	42,2	37,8	14,3	—

Tabelul nr. 4

Nr. crt.	$\left(\frac{Ng + Nm + Np}{3}\right)$ măsurat	$\left(\frac{Ng + Nm + Np}{3}\right)$ calculat	Deviaţia
1	1,583	1,592*	+0,009
2	1,583	1,599**	+0,016

* Densitatea a fost măsurată cu ajutorul lichidelor grele.
** Densitatea a fost măsurată cu ajutorul picnometrului.

Tabelul nr. 5

Date roentgenografice

Nr. crt.	hkl	Proba nr.10		Proba nr. 11		Proba nr. 12		Proba nr. 13	
		I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å
1		1	14,075	1	14,131	1	14,115	1	14,075
2	001 β	7	12,741	7	12,797	7	12,784	7	12,728
3	001	10	11,722	10	11,709	10	11,725	10	11,717
4		0,5	8,358	0,5	8,410	0,5	8,541	0,5	8,435
5				0,5	5,421	0,5	5,438	0,5	5,557
6		1	5,0836	1	5,0871	0,5	5,1262	0,5	5,1891
7		2	4,5107	2	4,5214	1	4,5416	1	4,5498
8				0,5	4,252	0,5	4,241	0,5	4,256
9				0,5	4,139			0,5	4,130
10	003	2	4,029	4	4,036	2	4,021	2	4,039
11		2	3,753	2	3,746	1	3,753	1	3,753
12		0,5	3,527	0,5	3,554	0,5	3,528	0,5	3,528
13		4	3,387	7	3,390	5	3,383	4	3,385
14	004 β	1	3,315	2	3,316	1	3,316	1	3,312
15		0,5	3,188	0,5	3,205	0,5	3,201		
16				0,5	3,101	0,5	3,080	0,5	3,094
17	004	4	3,028	7	3,032	5	3,029	4	3,029
18				0,5	2,937	0,5	2,930	0,5	2,928
19				0,5	2,879	0,5	2,862	0,5	2,871
20		1	2,7788	1	2,7734	1	2,7699	1	2,7642
21		1	2,722	1	2,730	1	2,718	1	2,722
22		5	2,620	7	2,617	6	2,620	5	2,619
23		1	2,581	2	2,580	2	2,580	2	2,585
24		1	2,454	0,5	2,463	0,5	2,452	0,5	2,471
25		2	2,3877	2	2,3907	2	2,3928	2	2,3933
26		2	2,3641	2	2,3641	2	2,3666	2	2,3699
27						0,5	2,303		
28		1	2,226	1	2,231	1	2,225	1	2,228
29		1	2,141	1	2,141	1	2,139	1	2,146
30						0,5	2,050		
31		1	1,983	0,5	1,987	1	1,983	0,5	1,985
32		1	1,910	0,5	1,914	1	1,908	0,5	1,914
33				0,5	1,880	0,5	1,874		
34		0,5	1,770			0,5	1,765	0,5	1,762
35		2	1,701	1	1,703	1	1,700	1	1,702
36				0,5	1,631	0,5	1,626	0,5	1,627
37		3	1,610	4	1,611	3	1,609	3	1,611
38		3	1,594	4	1,596	3	1,594	3	1,595
39				0,5	1,582	0,5	1,577	0,5	1,577
40				0,5	1,559	0,5	1,555	0,5	1,556
41				0,5	1,531	0,5	1,534	0,5	1,533
42						0,5	1,494		
43				0,5	1,441	0,5	1,433	0,5	1,430
44				0,5	1,418	0,5	1,408	0,5	1,407
45		0,5	1,385	0,5	1,385	0,5	1,384	0,5	1,385
46		0,5	1,367	0,5	1,366	0,5	1,365	0,5	1,365
47						0,5	1,343	0,5	1,345
48		0,5	1,300	0,5	1,303	0,5	1,299	0,5	1,300
49		0,5	1,284	0,5	1,292	0,5	1,284	0,5	1,283
50						0,5	1,272		
$\frac{3d_{003}+4d_{004}}{2}$		12,0995		12,1180		12,0895		12,1165	

– Proba nr. 10 conține 100% fragmente de stilpnomelan cu 2 V=21–22°; proba nr. 11 conține 30% fragmente cu 2 V=23° și 70% fragmente cu 2 V=24°; proba nr. 12 conține 40% fragmente cu 2 V=25–26° și 60% fragmente cu 2 V=27°; proba nr. 13 conține 65% fragmente cu 2 V=28° și 35% fragmente cu 2 V=29–30°.

– Radiație Fe, fără filtru

– Indexare după G r u n e r (1937)

– Diametrul camerei: 90 mm.

În tabelul nr. 5 sînt prezentate datele roentgenografice pentru 4 termeni bruni. Debyeogramele lor sînt similare cu cele de la stilpnomelan și bannisterit, fapt care sprijină rezultatele obținute de către alți cercetători (Smith și Frondel, 1968). Media valorii d_{001} pentru cele 4 probe este de 12,1 Å. Știind că reflexul bazal se află la 12,1 Å pentru stilpnomelan (Gruner, 1937) și la 12,3 Å pentru bannisterit (Smith și Frondel, 1968) rezultă că mineralul de față este mai apropiat de stilpnomelan decît de bannisterit. Conținutul mare de MnO arată că mineralul este *stilpnomelan manganifer*.

Datele prezentate în tabele sînt însumate în diagrama din figura 4. În lipsa mai multor analize chimice parțiale, au fost trecute pe abscisă unghiurile 2V. Deoarece valoarea Δ 2V este aproape constantă în cazul fragmentelor brune, am luat pe abscisă intervale egale pentru unghiurile 2V rotunjite. Ca și la alte grupe de minerale, creșterea conținutului de Fe și Mn din probă este însoțită de creșterea indicilor de refracție și densității. Din tabelul nr. 5 se vede că liniile cu $I \geqslant 1$ sînt de două feluri: unele au mărimi aproape constante, iar altele variază în sens ascendent (liniile: 6, 7, 25 și 26) sau descendent (linia 20); pe diagramă au fost figurate liniile cu variație mai accentuată. Proba a cărei densitate este 2,73 conține 35,23% greutate (Fe_2O_3 + FeO + MnO), iar proba cu D = 2,83 conține 37,39% greutate (Fe_2O_3 + FeO + MnO) (Analist: Jeana Ionescu).

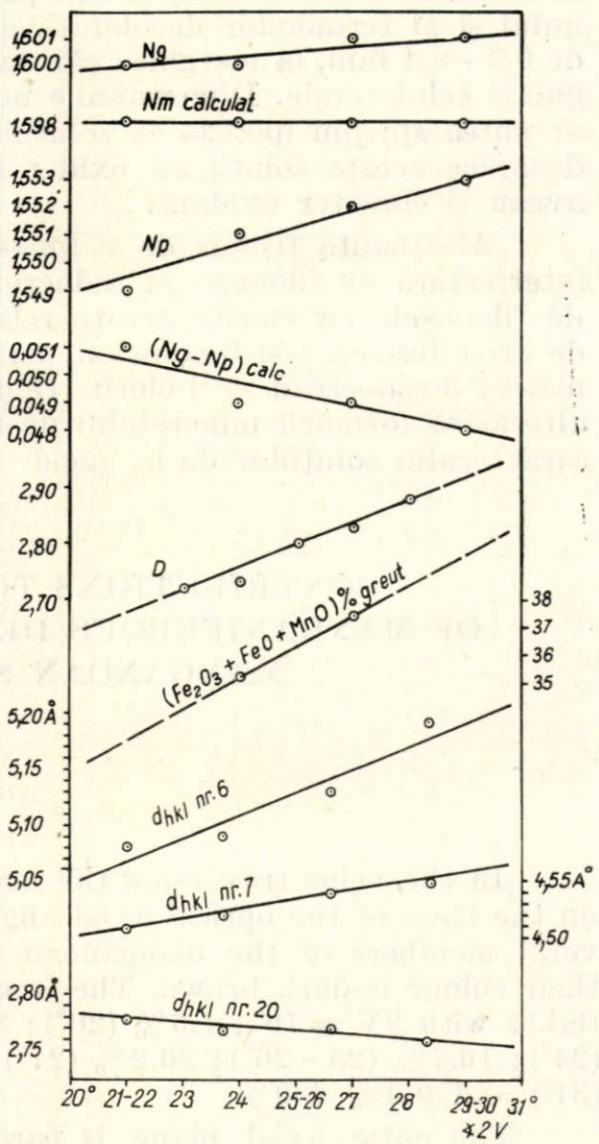


Fig. 4. — Legătura dintre proprietățile optice, chimism și structură.

Filoanele cu stilpnomelan manganifer de la Iacobeni intră în categoria filoanelor asociate rocilor sedimentare slab metamorfozate regional, bogate în fier și mangan. Majoritatea autorilor acceptă originea posttectonică, tardivă, a stilpnomelanului cristalizat în filoane. Extincția rulantă a stilpnomelanului și filonașele cu rodocrozit, clorit sau pirită arată că mișcările tectonice au continuat la Iacobeni și după formarea stilpnomelanului.

Prin îndepărtarea treptată a fierului și manganului din stilpnomelan au luat naștere „zonele incolore". Ele sînt constituite dintr-un filosilicat

de tip talc cu următoarele proprietăți : culori de birefringență de ordinul II, Ng $\approx$ 1,596 ; Np $\approx$ 1,548 ; $-2V = 21-22°$. Experiențele au dovedit că procesul de decolorare este favorizat de mediul acid ; din acest motiv, soluțiile, care au produs această transformare, se pare că erau acide. În „zonele incolore" sau în apropierea lor a fost identificat hematitul, care apare sub formă de lamele fine, opace în lumină transmisă și alb-gri în lumină reflectată. Foițele sînt paralele cu clivajul bazal al stilpnomelanului și al termenilor decoloraţi, aflîndu-se în plaje ovale cu diametrul de 0,3—0,4 mm, la marginea cărora se disting rareori hexagoane și triunghiuri echilaterale. Dimensiunile mici ale cristalelor lamelare de hematit ar putea sprijini ipoteza că soluțiile aveau temperatură relativ scăzută ; deoarece aceste soluții au oxidat fierul din stilpnomelan, înseamnă că aveau și caracter oxidant.

Alternanța fîșiilor de stilpnomelan manganifer și de tip talc este intersectată de filonașe cu rodocrozit, care la rîndul lor sînt străbătute de filonașele cu clorit. Aceste relații conduc la următoarea succesiune de cristalizare : 1-stilpnomelan manganifer ; 2-mineral de tip talc și hematit ; 3-rodocrozit și 4-clorit. Depunerea rodocrozitului într-o perioadă ulterioară formării mineralului de tip talc și hematitului indică variația caracterului soluțiilor de la (acid + oxidant) spre (neutru + reducător).

CONTRIBUTIONS TO THE MINERALOGY OF MANGANIFEROUS DEPOSITS FROM IACOBENI : MANGANOAN STILPNOMELANE

ABSTRACT

In the veins traversing the manganese ores of the Argestrut mine, on the basis of the optical axial angle variation, have been identified several members of the manganoan stilpnomelane group ; in fresh state their colour is dark brown. The frequency of the brown flakes is : 0.3% flakes with $2V = 19°$; 1.6% (20°) ; 8.4% (21—22°) ; 11.1% (23°) ; 25.9% (24°) ; 16.7% (25—26°) ; 20.2% (27°) ; 9.8% (28°) ; 4.9% (29—30°) ; 0.9% (31°) and 0.2% (32°).

The optic axial plane is paralel to (010), Nm = b, Ng $\wedge$ (001) $\approx$ $\approx 0°$, Np approx. $\perp$ (001). The general chemical analysis is : SiO_2 44.84% ; TiO_2 0.02 ; Al_2O_3 5.00 ; Fe_2O_3 2.64 ; FeO 17.71 ; MnO 15.62 ; MgO 3.36 ; CaO 1.08 ; Na_2O 0.14 ; K_2O 0.87 ; S 0.03 ; P_2O_5 0.03 ; CO_2 traces ; H_2O (+) 6.33 ; H_2O (—) 2.95 ; total 100.62. The average value of the d_{001} is 12.1 Å. The increase of (Fe + Mn) content causes an increase of 2V, in density, refractive indices, etc.

The elimination of iron and manganese from stilpnomelane results in talc-like mineral and haematite. The alternation of manganoan stilpnomelane and talc-like bands is intersected by rhodochrosite veinlets which, in their turn, are crossed by chlorite veinlets. These relations

indicate the following succession of crystallization : 1-manganoan stilpnomelane ; 2-talc-like mineral and haematite ; 3-rhodochrosite and 4-chlorite. The deposition of rhodochrosite after talc-like mineral and haematite shows the variation of the solutions character from (acidic + oxidizing) to (neutral + reducing).

BIBLIOGRAFIE

DEER A. W., HOWIE A. R., ZUSSMAN J. (1963), *Rock-forming minerals*, **3**.

FRONDEL C., ITO J. (1965), *Stilpnomelane and spessartite-grossularite from Franklin, New Jersey*, Amer. Min., *50*, 498.

GIUȘCĂ D. (1962), *Contribuții la studiul mineralogic al zăcămintelor de mangan de la Răzoare și Delinești*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, VII, *3—4*, 541.

GRUNER W. J. (1937), *Composition and structure of stilpnomelane*, Amer. Min., *22*, 912.

KRÄUTNER G. H., MEDEȘAN ALEXANDRA (1969), *On stilpnomelane in some romanian carpathian crystalline formations*, Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., *13*, 203.

MAIER W. O. (1969), *Stilpnomelangesteine des Locva-Kristallins (Rumänien)*, N. Jb. Miner. Abh., *110*, 199.

MATTHEWS W. D., SCOON H. J. (1964), *Notes on a new occurrence of stilpnomelane from North Wales*, Min. Mag., *33*, 1032.

SHIROZU H. (1964), *Manganoan stilpnomelane (ekmanite) from the Matsuo mine, Kochi Prefecture*, Min. Abstr., 17—299.

SMITH L. M., FRONDEL C. (1968), *The related layered minerals ganophyllite, bannisterite and stilpnomelane*, Min. Mag., *36*, 893.

STRECKEISEN A. (1968), *Stilpnomelan im Kristallin der Ostkarpathen*, Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., *48*, 751.

YUI S. (1962), *Notes on rock-forming minerals (24). Stilpnomelane from the Motoyasu mine, Shikoku*, Min. Abstr., 17—197.

Primit în redacție la 1 aprilie 1970

Institutul geologic

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA STRUCTURILOR GRAFICE

DE

MARIN ȘECLĂMAN

55 (05)

Structurile grafice sau așa-zisele structuri pegmatice, granite grafice etc. sînt acele concreșteri dintre feldspat și cuarț care, prin aspectul lor, amintesc de scrierea cuneiformă. Fersman (1915) atribuie drept cauză fundamentală a structurilor grafice cristalizarea simultană a feldspatului și cuarțului. În concepția lui, sistemele complexe de tip grafic nu reprezintă numai o simplă întrepătrundere (împletire) a rețelelor concrescute, ci și o orientare reciprocă definită. Orientarea este cauzată de însăși cristalizarea simultană, căci, crescînd simultan, rețelele de feldspat și cuarț sînt forțate să-și dispună cîteva din șirurile sau planele reticulare pe cît posibil paralel. Punctul de vedere al lui Fersman a fost preluat și sprijinit de Vogt (1929) care, printre altele, consideră că în concreșterile grafice proporția cuarțului este relativ constantă, oscilînd în limite restrînse în jurul valorii de 26%. Această constanță a proporției este luată de el ca dovadă că feldspatul și cuarțul au cristalizat simultan, din aceeași topitură, în condiții eutectice.

În contrast cu opinia lui Fersman, alți cercetători, ca Schaller (1926), Wahlstrom (1939), Drescher-Kaden (1948) etc. consideră că structurile grafice se pot forma prin substituția parțială a unuia din mineralele concrescute de către celălalt. Evident, această divergență de opinii își are originea în incompleta cunoaștere a proprietăților structurilor grafice. De aceea, credem că o reluare a studiului concreșterilor dintre feldspat și cuarț este necesară.

PROPORȚIA MINERALELOR CONCRESCUTE

Cele mai multe informații despre compoziția diverselor granite grafice de pe glob provin din analize chimice. O bună parte dintre acestea sînt centralizate de D. R. Simpson (1962) într-o diagramă triunghiulară, cu scopul de a preciza proporția mineralelor normative cuarț, plagio-

claz şi feldspat potasic. Conform diagramei, cuarţul normativ oscilează în limitele 4—60%, plagioclazul între 5 şi 85%, feldspatul potasic între 4 şi 70%, iar cele mai frecvente granite grafice sînt acelea care conţin aproximativ 25% cuarţ, 55% feldspat potasic şi 20% albit. Acelaşi autor a determinat compoziţia modală a 20 de eşantioane cu structuri macrografice, colectate din diverse corpuri pegmatitice din districtul Ramona (California). Media proporţiei de cuarţ, microclin şi albit este de 24,2, 55,1 şi 20,0 procente de volum, dar valorile individuale oscilează între limitele 19,3—28,9 pentru cuarţ, 43,2—64,4 pentru microclin şi 10,5—29,4 pentru albit.

În unele corpuri pegmatitice asociate formaţiunilor metamorfice din munţii Sebeş, Cibin, Lotru, Semenic etc. se găsesc structuri macrografice care se pretează la o determinare relativ uşoară a compoziţiei modale. În concreşterile grafice de aici, proporţia de cuarţ poate varia între 5 şi 27 procente de volum, cu o medie de aproximativ 19%. Proporţia feldspaţilor este de asemenea variabilă. Unele concreşteri sînt formate practic numai din plagioclaz şi cuarţ, în timp ce altele sînt formate numai din microclin şi cuarţ. Între cele două extreme se găsesc toate varietăţile intermediare, gama de tranziţii fiind :

concreşteri plagioclaz cuarţ → concreşteri antipertit — cuarţ ;

concreşteri pertit — cuarţ → concreşteri microclin — cuarţ.

În sensul indicat de săgeţi, scade proporţia de plagioclaz, iar o dată cu aceasta se remarcă o tendinţă de scădere a conţinutului în anortit, de la aproximativ 24—22% an, în structurile grafice plagioclaze, pînă la aproximativ 6—4%, în lamelele de plagioclaz din pertite. Această modificare a proporţiei şi chimismului plagioclazului este independentă de variaţia proporţiei cuarţului concrescut (fig. 1 a).

Conform datelor experimentale ale lui W i n k l e r (1965), eutecticul granitic nu are o compoziţie chiar atît de constantă, cum înclină să creadă V o g t, ci el poate să se modifice, în funcţie de diverşi factori, ca, de exemplu, presiunea vaporilor de apă, prezenţa sau absenţa componentului HCl, conţinutul în anortit al sistemului iniţial etc. În unele eutectice granitice experimentale, cuarţul reprezintă 23% din greutatea eutecticului, pe cînd în altele el ajunge la 45%. Tot astfel, componentul albitic poate oscila între 15 şi 40%, iar ortoza între 21 şi 45% (fig. 1 b).

Trebuie reţinut însă că în eutecticele granitice artificiale proporţia de cuarţ şi proporţia celorlalţi componenţi variază corelat (fig. 1 b), fapt care nu se remarcă în cazul structurilor grafice examinate de noi. În plus, în eutecticele granitice artificiale, proporţia de cuarţ, deşi variabilă, oscilează totuşi în jurul valorii de aproximativ 35 procente volum, pe cînd în structurile grafice proporţia de cuarţ nu ajunge decît rareori la această valoare, fapte ce arată că structurile grafice nu reprezintă echivalentele eutecticelor granitice.

Negînd natura eutectică a structurilor grafice nu înseamnă că respingem posibilitatea formării lor prin cristalizarea simultană a feldspatului şi cuarţului. Cele două minerale puteau, evident, să crească simultan şi din alte medii, neeutectice şi nu neapărat lichide. Aşa, de exemplu, S i m p s o n (1962) presupune că granitele grafice din districtul Romona (California) s-au format prin cristalizarea simultană a celor două minerale dintr-un mediu gazos. În acelaşi timp, trebuie observat că variaţia propor-

țiilor de cuarț și feldspat, în cadrul concreșterii grafice, intră destul de bine în acord cu ipoteza formării succesive, prin metasomatoză a feldspatului și cuarțului. De aceea, conchidem că sprijinîndu-ne numai pe compoziția structurilor grafice nu putem ști cu precizie dacă mineralele din concreștere s-au format sau nu simultan.

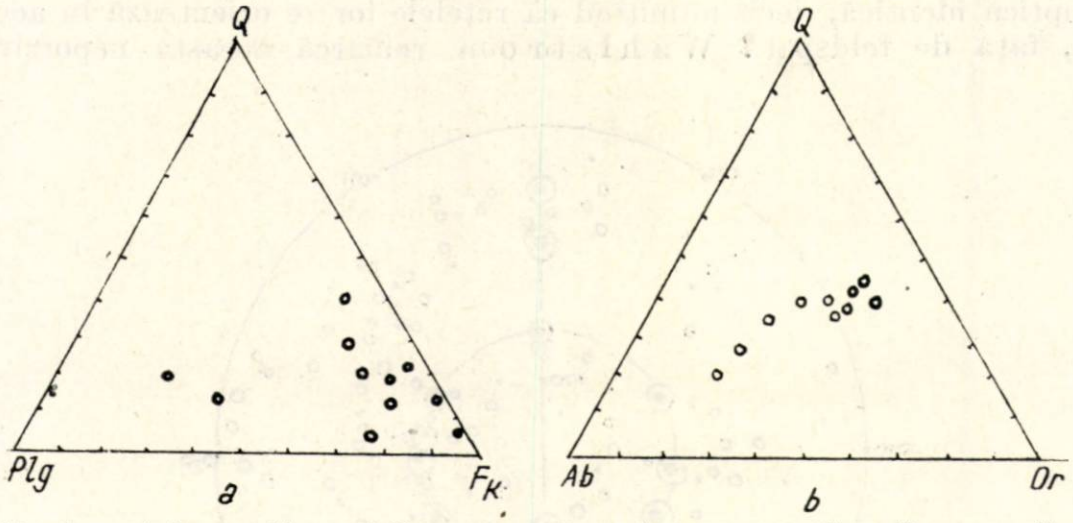


Fig. 1. — a) Compoziția modală a unor concreșteri macrografice din corpurile pegmatitice de la Voineasa și Cugere;
b) Compoziția unor eutectice granitice artificiale, exprimată în procente de volum (după datele lui Winkler, 1965).

POZIȚIA CUARȚULUI GRAFIC FAȚĂ DE FELDSPAT

Este bine cunoscut că în secțiunile subțiri, efectuate în structurile micrografice, cuarțul grafic apare sub forma unor incluziuni în feldspat, cu forme mai mult sau mai puțin regulate. Majoritatea incluziunilor, uneori chiar toate incluziunile din aceeași rețea de feldspat, au aceeași orientare optică. Fersman consideră că aceste incluziuni, pe care le denumește „ichtyoglypte", provin din germeni independenți și sînt izolate una de alta, fapt dovedit de observația că, prin alterarea feldspatului grafic, cuarțul se detașează nu ca o rețea unică, ci ca bucăți independente. După părerea sa, orientarea optică comună a cuarțului se datorește unei orientări reticulare definite a acestuia față de feldspatul gazdă, după o lege pe care el o denumește „trapezoedrică". Conform acestei legi, cuarțul grafic se dispune în așa fel, încît axul său optic să fie înclinat cu 42°16′, față de axul cristalografic C al feldspatului concrescut.

Wahlstrom (1939) acceptă de asemenea că între diversele incluziuni de cuarț nu există o conexiune reticulară. Cu toate acestea, măsurînd poziția reciprocă a feldspatului și cuarțului în mai multe eșantioane de granite grafice, din diverse pegmatite de pe glob, constată că, în general, mineralele concrescute grafic nu se orientează după o lege definită (fig. 2). Pe această bază, el neagă legea lui Fersman. Ca o dovadă evidentă a lipsei unei orientări definite, el aduce observația că

uneori în aceeaşi „baghetă" de cuarţ grafic se găsesc mai multe reţele de cuarţ, cu orientări optice diferite.

Măsurătorile statistice ale lui W a h l s t r o m, deşi convingătoare, par totuşi să fie contrazise de extincţia simultană a incluziunilor de cuarţ, aşa cum constatăm la toate structurile micrografice. Dacă incluziunile sînt izolate una de cealaltă, cum afirmă F e r s m a n şi cum acceptă însuşi W a h l s t r o m, atunci cum putem altfel interpreta orientarea lor optică identică, decît admiţînd că reţelele lor se orientează în acelaşi mod, faţă de feldspat? W a h l s t r o m remarcă această nepotrivire,

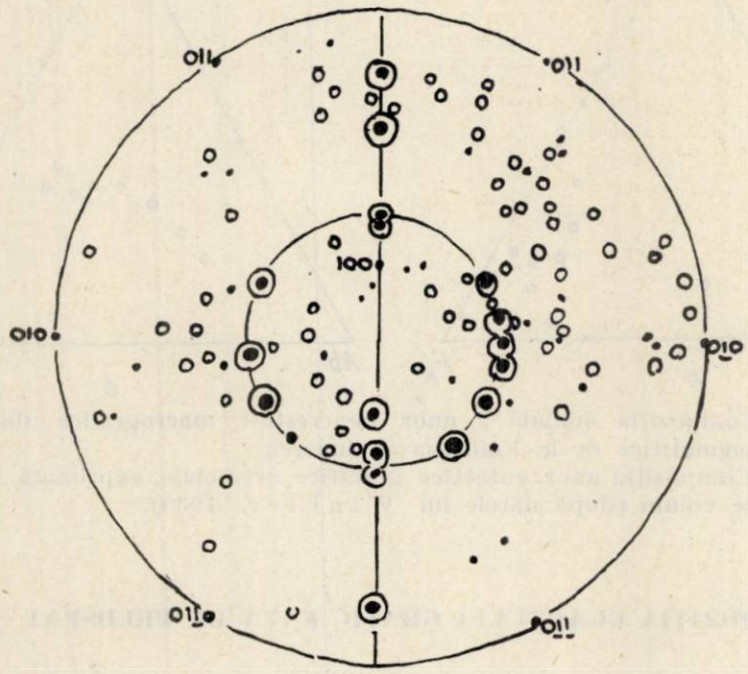


Fig. 2. — Polii axelor „c" ale cuarţului în diferite concreşteri grafice, raportate la elementele cristalografice ale feldspatului.

⊙ — după F e r s m a n (1915);
○ — după W a h l s t r o m (1939), prin măsurători la măsuţa universală;
● — după W a h l s t r o m (1939), prin măsurători cu goniometrul de contact.

dar nu îi dă o explicaţie satisfăcătoare. El înclină să creadă că în limitele unei reţele feldspatice s-ar putea să existe o orientare definită a incluziunilor de cuarţ, după o regulă specifică acelui loc, numai că, în limitele altor reţele, această regulă nu se mai păstrează, apărînd alte reguli de orientare reciprocă.

Mai tîrziu, D. R. S i m p s o n (1962) demonstrează că „baghetele" de cuarţ din structurile macrografice nu sînt incluziuni izolate, aşa cum apar la suprafaţa eşantionului, ci se unesc şi se ramifică, fiind părţi ale unor cristale scheletice. El găseşte, de asemenea, că în structurile grafice din districtul Ramona cuarţul nu se orientează definit faţă de feldspat, sprijinind astfel punctul de vedere al lui W a h l s t r o m.

Existenţa legăturilor reticulare dintre aşa-zisele incluziuni de cuarţ a fost verificată şi de noi, pe mai multe structuri grafice din pegmatite Urmărind tridimensional diverse incluziuni, care la suprafaţa eşantioanelor grafice par izolate, am putut constata că în profunzimea eşantionului

ele intră într-adevăr în conexiune, alcătuind un cuarț scheletic. Chiar și cuarțul grafic lamelar, adică acel cuarț care la suprafața eșantionului apare ca lamele paralele, se dovedește a fi scheletic. În profunzimea eșantionului, lamelele de cuarț fie că își schimbă poziția, asigurîndu-se astfel intersecția lor, fie că se intersectează cu alte lamele, cu o altă poziție.

În cazul structurilor micrografice, existența conexiunilor reticulare dintre diversele incluziuni ale cuarțului grafic poate fi de asemenea dovedită. De pildă, în figura 4 este redată o structură micrografică, formată din cîteva rețele independente de feldspat, care conțin o mulțime de incluziuni de cuarț. Deși incluziunile de cuarț grafic se găsesc în gazde cu orientări diferite, ele au totuși aceeași orientare optică, dovadă că incluziunile de cuarț grafic de aici nu sînt orientate reticular față de gazda feldspatică. În caz contrar, fiecare cristal de feldspat ar trebui să aibă incluziuni de cuarț cu extincții proprii. Așa stînd lucrurile, singura explicație a orientării optice comune a incluziunilor este să admitem conexiunea lor reticulară, adică să admitem că ele sînt părți ale unui singur cristal scheletic de cuarț, care pătrunde simultan în mai multe rețele feldspatice.

În încheierea discuției referitoare la poziția reciprocă a mineralelor din concreșterea grafică, trebuie să reținem că :

a) Pentru a se realiza o structură grafică, nu este absolut necesar ca cele două minerale concrescute să se găsească în raport de orientare reticulară definită, cum considera F e r s m a n.

b) Orientarea reciprocă a cuarțului și feldspatului, chiar în cazul cînd se realizează, nu conduce în mod necesar la configurații grafice. Astfel, în multe granite, gnaise etc., în cristalele de feldspat există deseori incluziuni izolate de cuarț, cu forme relativ simple. Unele dintre acestea se dispun cu axul optic în planul (100) al feldspatului, sub un unghi de 42° față de clivajul (010), adică în acord cu „legea trapezoedrică". Dar deși au o astfel de orientare, ele nu au o configurație grafică.

c) Prezența sau absența unei orientări reciproce a cuarțului și feldspatului nu ne dă indicații cu privire la simultaneitatea sau succesiunea de formare a celor două minerale. Orientarea definită, în cazul cînd există, arată numai că germenul de cuarț s-a fixat orientat pe feldspat, sau invers. Însă, orientarea unui nucleu cristalin pe un alt mineral putea să se realizeze nu neapărat în timpul creșterii simultane a celor două minerale, ci și ulterior, după ce creșterea suportului era deja definitivată. Se cunosc o mulțime de cazuri de astfel de creșteri, așa-numitele germinări sau creșteri epitaxiale, cînd germeni ai unor substanțe cristaline se fixează orientat pe suporturi cristaline deja formate. Este evident că în aceste situații, cauza fixării orientate a germenilor nu derivă din simultaneitatea creșterii, cum presupunea F e r s m a n. Cauza trebuie să aibă o cu totul altă natură, și nu este exclus ca ea să derive din tendința germenilor de a adopta acele poziții care să le asigure o tensiune superficială cît mai mică la interfețe (K u z n e ț o v, 1954).

Tot astfel, lipsa orientării definite a cuarțului față de feldspat nu poate fi luată ca o dovadă nici în sprijinul procesului de cristalizare simultană, nici în sprijinul cristalizării succesive, căci ambele procese sînt capabile să genereze cristale vecine de cuarț și feldspat, cu poziții reciproce întîmplătoare.

FORMA ŞI DIRECŢIILE PREFERENŢIALE DE DEZVOLTARE ALE CUARŢULUI GRAFIC

În unele cazuri, cuarţul scheletic are o formă complicată şi asimetrică, pătrunzînd în reţeaua feldspatului ca nişte adevăraţi carii (fig. 3 a). În alte cazuri, diversele sale părţi sau „ramuri" apar cu forme relativ simple, fie lamelare (fig. 3b, 3c), fie în formă de baghetă, dispuse în unul sau mai multe sisteme (fig. 3 d). Structurile grafice clasice prezintă cel puţin două sisteme de lamele, iar „desenele" care amintesc de semnele cuneiforme se datoresc intersecţiei dintre aceste lamele şi, prin urmare, nu pot fi văzute decît în secţiunile transversale faţă de poziţia lamelelor.

Cuarţul grafic scheletic se deosebeşte de acele forme dendritice, de asemenea scheletice, pe care le preiau adesea cristalele unor minerale, în condiţiile creşterii rapide din medii puternic suprasaturate, precum şi în condiţiile creşterii în medii sticloase sau alte medii foarte vîscoase. După cîte cunoaştem (B u c k l e y, 1958), cristalele scheletice dendritice tind să se dezvolte de-a lungul unor direcţii cristalografice definite, cum

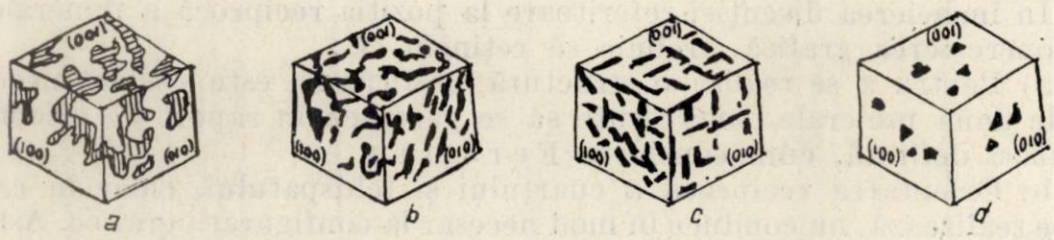


Fig. 3. — Diverse poziţii şi configuraţii ale cuarţului grafic, raportate la feţele (100), (010) şi (001) ale feldspatului.
a, *b*, tipuri de cuarţ grafic neregulat; *c*, cele mai frecvente poziţii pe care le are cuarţul grafic lamelar; *d*, poziţia mai frecventă a baghetelor de cuarţ.

ar fi, de exemplu, direcţiile paralele cu axele A_3 la unele cristale cubice. Dar în cazul cînd cuarţul grafic se dezvoltă sub formă de baghetă, adică unidimensional, direcţia de alungire a baghetelor nu corespunde decît cel mult întîmplător cu unul din axele cristalografice ale cuarţului.

Urmărind direcţiile preferenţiale de dezvoltare ale cuarţului grafic la un mare număr de concreşteri macro- şi micrografice, am constatat următoarele două regularităţi:

a) Cuarţul grafic, de tipul celui din figura 3a şi 3b, se dezvoltă de-a lungul unor dislocaţii sau crăpături neregulate existente în feldspat.

b) Direcţiile de dezvoltare ale lamelelor de cuarţ grafic, dispuse în sisteme, coincid cu direcţiile posibile ale unor benzi (fîşii) de deformare din feldspat. Aceste benzi pe care le poartă uneori reţelele feldspatice nu s-au bucurat de prea multă atenţie din partea cercetătorilor. Printre puţinii care le descriu este S e i f e r t (1965), care le semnalează la un plagioclaz, cu 7% An. Aceste fîşii însă se pot observa la orice feldspat, indiferent că este potasic sau plagioclaz, şi la cristale de orice dimensiuni, deşi ele se evidenţiază mai uşor la plagioclaz şi la cristale de dimensiuni relativ mari. De obicei, benzile de deformare apar asociate în unul sau mai multe sisteme, dintre care mai frecvente sînt cele paralele cu clivajele (fig. 4 a), cele paralele cu faţa (100), ca cele din figura 4 b, precum şi

Fig. 4. — Concreștere micrografică. Același cristal scheletic de cuarț se găsește inclus în mai multe cristale de feldspat diferit orientate ; × 50 ; Nic + (granit grafic, Sasca Montană).

Fig. 5 a. — Fîșii de deformare parțial albitizate, paralele cu (001) ; × 50 ; Nic. + (plagioclaz dintr-un filon pegmatitic, Bazinul Streiului).

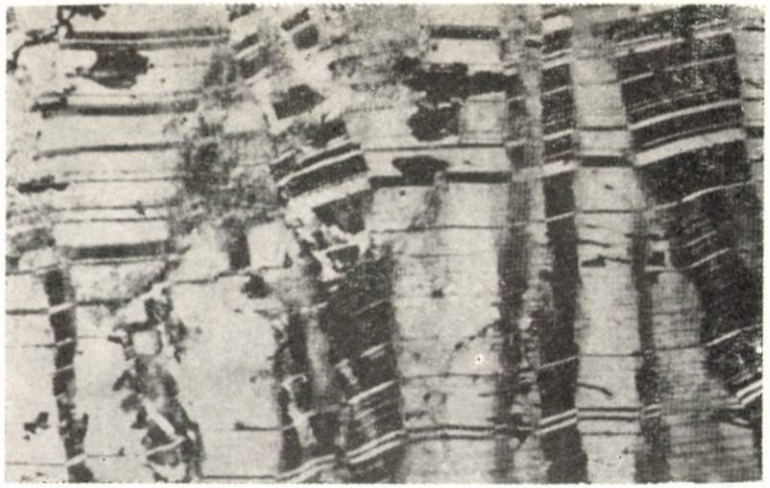


Fig. 5 b. — Fîșii de deformare în plagioclaz, paralele cu fața (100) (după S e i f e r t, 1965) ; × 60.

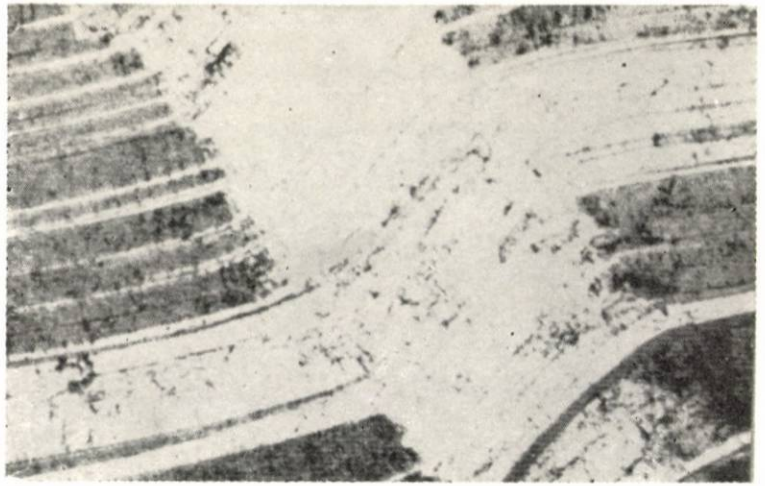


Fig. 5 c. — Fîșii de deformare în plagioclaz, oblice față de clivaje (după S e i f e r t, 1965) ; × 60.

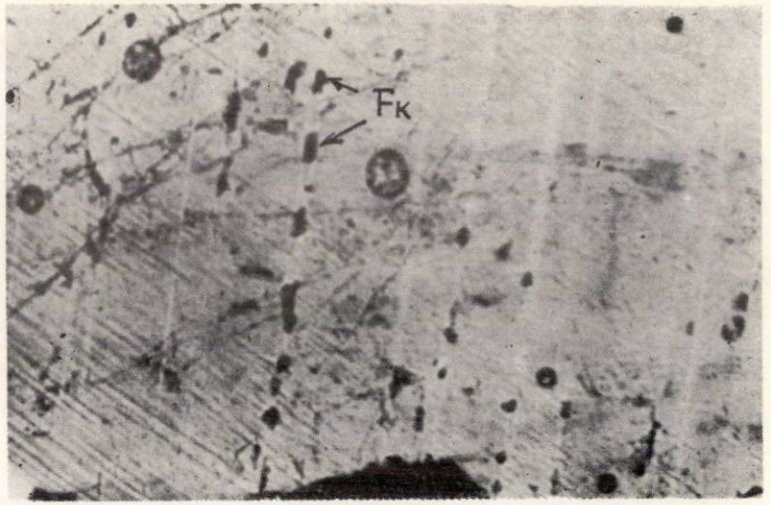


Fig. 7 a. —Antipertit rezultat prin substituția unui plagioclaz (24 %An) de către feldspatul potasic de-a lungul planului de maclă ; × 50 ; Nic. + (Voineasa).

Fig. 7 b. — Macropertit. Lamelele de plagioclaz acid (6 % An) sînt deformate în timp ce feldspatul potasic înconjurător nu este deformat. De aceea este de presupus ca lamele de plagioclaz acid sînt relicte dintr-un cristal mai mare substituit de feldspatul potasic ; × 50 ; Nic. + (Voineasa).

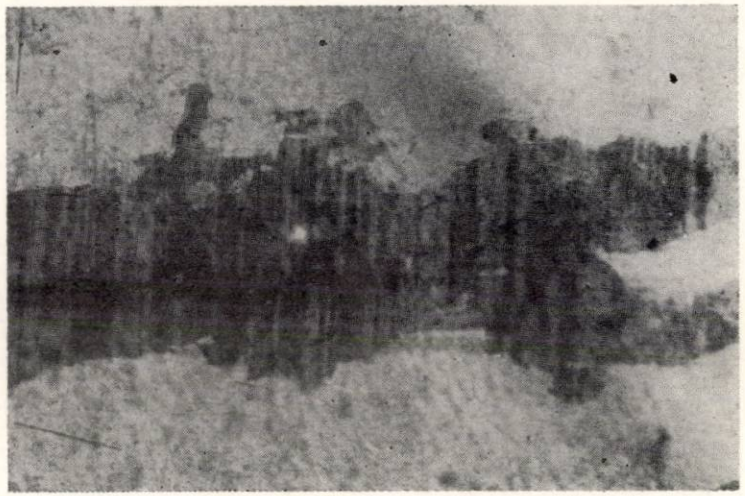


Fig. 7 c. — Detaliu din figura 7 b ; × 50 ; Nic. +.

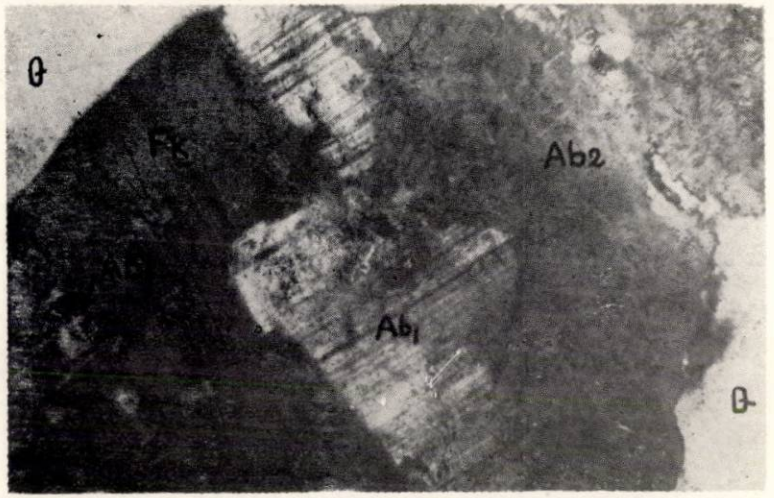


Fig. 7 d. — Coexistența a trei feldspați : *Fk*, feldspat potasic ; Ab_1, albit deformat și maclat (6 % An) ; Ab_2, albit (4 % An.) nedeformat și nemaclat. Ab_1 este un plagioclaz mai vechi, care a fost substituit mai întîi de feldspatul potasic, apoi de către albitul nedeformat ; × 50 ; Nic. + (Voineasa).

Fig. 8. — Deformarea selectivă a unei concreșteri macrografice din pegmatitul de la Voineasa. „Baghetele" de cuarț grafic sînt fragmentate (distrugîndu-se astfel continuitatea lor optică), în timp ce feldspatul suferă doar translații de-a lungul clivajelor, fără să fie afectată prea mult continuitatea sa optică ; × 50 ; Nic. +.

cele care se dispun la aproximativ 45° față de clivaje (fig. 4 c). Există însă și alte benzi de deformare care se dispun sub unghiuri mai mult sau mai puțin constante față de clivaje. Dar toate aceste poziții pe care le pot avea benzile de deformare se regăsesc la pozițiile pe care le au lamelele de cuarț grafic.

După părerea noastră, concordanța dintre direcțiile posibile ale lamelelor de cuarț grafic și direcțiile posibile ale benzilor de deformare din feldspat este greu de explicat prin ipoteza cristalizării simultane. În schimb, ea se explică destul de bine dacă admitem că aici avem de-a face cu o substituție a feldspatului de către cuarț, de-a lungul zonelor de slabă rezistență, pe care le constituie dislocațiile și fîșiile de deformare. Formele de baghetă capătă și ele o explicație mulțumitoare. În structurile grafice de la Voineasa și Armeniș baghetele cele mai clar exprimate sînt paralele cu axul cristalografic B al feldspatului sau, mai rar, paralele cu axele cristalografice A și C (fig. 3 d). Este evident, că poziția acestor baghete corespunde cu intersecțiile dintre benzile de deformare paralele cu fețele (100), (010) și (001) și, deci, este de presupus că formele de baghetă apar în urma substituției selective a feldspatului de către cuarț, de-a lungul zonelor de intersecție dintre benzile de deformare.

UNELE TRANSFORMĂRI SUFERITE DE STRUCTURILE GRAFICE

Structurile grafice sînt deseori supuse unor transformări ulterioare, provocate mai ales de substituții și de deformări, care pot să modifice complet configurația grafică inițială.

I. Dintre transformările metasomatice vom evidenția doar pe acelea care pot fi urmărite în structurile grafice plagioclazice din numeroasele corpuri pegmatitice din Carpații Meridionali. Plagioclazul din aceste structuri prezintă mai întotdeauna macle polisintetice care, judecînd după criteriile lui V a n c e (1961), au rezultat prin deformarea laminară a rețelelor plagioclazice. O dovadă în plus că maclele s-au format astfel o constituie observația că frecvența maclelor polisintetice crește în imediata vecinătate a dislocațiilor și sînt, de asemenea, foarte numeroase în benzile de deformare (fig. 5 b). În același timp, judecînd după direcțiile preferențiale de dezvoltare ale cuarțului, toate aceste structuri grafice s-au format prin înlocuirea plagioclazului de către cuarț. Însă după substituția cuarțoasă, deseori plagioclazul grafic a fost parțial sau total înlocuit fie de albit, fie de microclin, fie de ambele.

Se pot deosebi cîteva situații:

1) *Substituții exclusiv albitice.* Albitul se dezvoltă mai ales de-a lungul benzilor de deformare și dislocațiilor care afectează plagioclazul (fig. 5 a), sau de-a lungul interfețelor dintre plagioclaz și cuarțul grafic. În acest din urmă caz, în jurul cuarțului grafic apar „coroane" de albit. Dacă cuarțul grafic apare ca incluziuni numeroase și grupate, coroanele de albit pot „fuziona", astfel că întreaga zonă ocupată de grupul de incluziuni este albitizată (fig. 6 a).

În general, albitul moştenește orientarea reticulară a plagioclazului preexistent şi se deosebeşte de acesta din urmă, pe lîngă constantele optice, prin aceea că el este mai slab maclat polisintetic şi mult mai puţin deformat. Nu este exclus ca dezvoltarea albitului să fie datorată nu atît unui aport de sodiu, sau vreunei exsoluţii (E m m o n s, 1953), cît mai ales datorită unei decalcifieri şi restructurări a plagioclazului deformat preexistent.

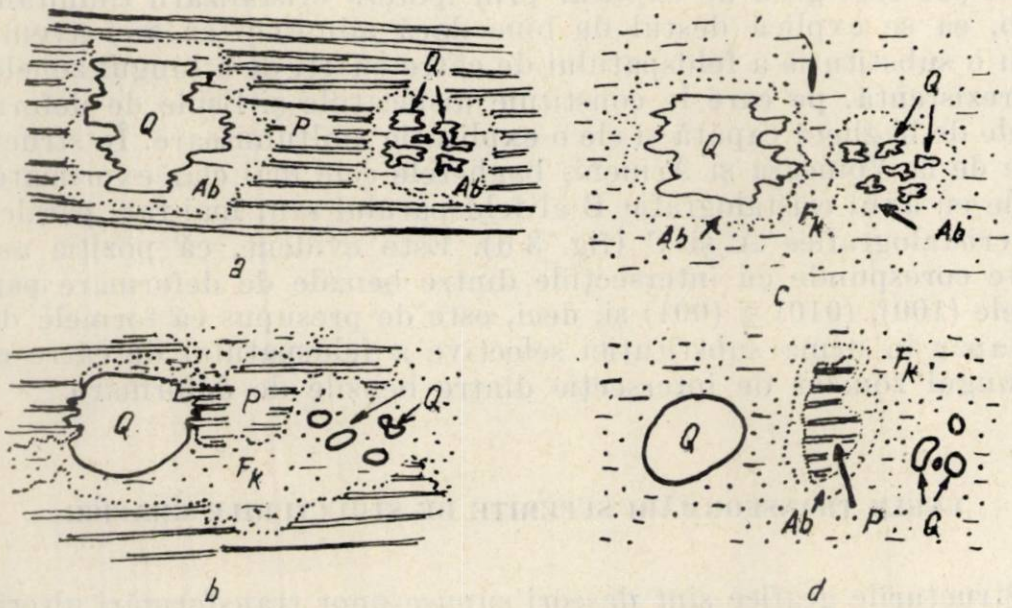


Fig. 6. — Unele posibilităţi de înlocuire ale plagioclazului grafic. *P*, plagioclaz: *Q*, cuarţ ; *F*, feldspat potasic (microclin).

a — Plagioclaz substituit de către albit, începînd de la interfaţa plagioclaz-cuarţ;

b — Plagioclaz substituit de către microclin, începînd de la interferenţa cuarţ-plagioclaz;

c — Plagioclaz parţial albitizat şi substituit apoi de către microclin. Incluziunile de cuarţ grafic în jurul cărora plagioclazul fusese deja albitizat rămân ca relicte în microclin. Unele dintre aceste relicte se aseamănă cu myrmekitele.

2) *Substituţii postgrafice microclinice.* Aceste substituţii sînt foarte răspîndite în structurile pegmatitice din Carpaţii Meridionali. De regulă, microclinul se fixează orientat faţă de plagioclaz (planele de clivaj ale celor doi feldspaţi fiind paralele), fapt care favorizează formarea mai întîi a antipertitelor (fig. 7 a) cînd substituţia este mai redusă, apoi a pertitelor (fig. 7 b, d) cînd substituţia este mai avansată. Microclinul substituie în special plagioclazul, în timp ce cuarţul este puţin afectat şi acesta mijloceşte posibilitatea formării structurilor grafice microclinice pseudomorfe după cele plagioclazice.

Modul cum plagioclazul este substituit de microclin depinde mult de faptul dacă cel dintîi a fost sau nu în prealabil substituit de către albit. În cazul că plagioclazul nu a fost în prealabil albitizat şi este omogen din punct de vedere chimic, microclinul avansează cu precădere de-a lungul benzilor de deformare, dislocaţiilor, clivajelor, precum şi de-a lungul interfeţelor dintre cuarţul grafic şi plagioclaz. Noua interfaţă care apare acum este întrucîtva deosebită de cea veche, dintre cuarţ şi plagioclaz (fig. 6b). De regulă, aceasta din urmă este sinuoasă sau chiar zimţată, datorită coro-

ziunii neuniforme exercitată de cuarț asupra plagioclazului, pe cînd interfața microclin/cuarț este mult mai netedă, deoarece zimții de cuarț au fost în majoritate șterși de către microclinul ulterior.

În cazul că plagioclazul a suferit în prealabil o albitizare neomogenă, microclinul tinde să substituie porțiunile mai bazice ale plagioclazului, evitînd zonele mai albitice. Astfel, benzile de formare albitizate rămîn ca relicte în microclin, conducînd la formarea unora dintre pertite (fig. 7 b, c). Tot astfel, coroanele de albit din jurul cuarțului grafic rămîn deseori ca relicte, neafectate de metasomatoza microclinică. Același lucru se întîmplă cu acele zone albitice, care conțin incluziunile grupate de cuarț grafic. Grupul de incluziuni rămîne adesea ca relicte care, sub multe aspecte, sînt similare myrmekitelor (fig. 6 c).

3) *Substituții albitice postmicroclinice.* Astfel de substituții se manifestă ca înlocuiri ale plagioclazului relict de către un albit tardiv, în general nemaclat (fig. 7 d). Este interesant de semnalat că datorită acestei substituții deseori se formează coroane de albit în jurul incluziunilor de plagioclaz din microclin (fig. 6 d).

II. Dintre transformările suferite de structurile grafice provocate de deformări, amintim :

1) Fragmentări (compartimentări) exclusiv ale cuarțului grafic, fenomen care este foarte răspîndit în structurile macrografice. Procesul este urmarea faptului că cele două minerale din concrețterea grafică au rezistențe diferite la rupere. La eforturi relativ slabe, rețeaua de cuarț cedează prin fragmentare, în timp ce feldspatul concrescut se deformează plastic, mai ales prin translații reticulare de-a lungul planelor de clivaj. Aceste translații nu afectează prea mult nici integritatea rețelelor feldspatice și nici continuitatea lor optică, în timp ce integritatea rețelelor de cuarț este puternic afectată. Dintr-o singură lamelă de cuarț, de exemplu, continuă din punct de vedere reticular, pot rezulta prin fragmentare zeci sau sute de rețele mai mici, cu orientări proprii (fig. 8). Nu este exclus ca acele cazuri semnalate de W a h l s t r om, că într-o singură baghetă de cuarț se găsesc adesea mai multe cristale cu orientări diferite, cazuri pe care el le lua drept dovezi în sprijinul inexistenței unei orientări definite a cuarțului față de feldspat, să fie datorite, cel puțin în parte, unui proces de fragmentare postgrafică. Tot acestui proces trebuie să se datorească și acel fenomen observat de F e r s m a n, că prin alterarea structurilor grafice, rețeaua de cuarț nu se detașează ca un tot scheletic, ci ca fragmente individuale.

2) Fragmentări (compartimentări) ale structurilor grafice, proces evident mai ales la structurile micrografice. Așa de exemplu, în locul unei structuri grafice, formată dintr-o singură rețea de feldspat, concrescută cu o singură rețea scheletică de cuarț, rezultă prin fragmentare două sau multe concrețteri individuale mai mici. Limita dintre aceste concrețteri derivate este netă, datorită discontinuității optice și structurale, cauzată de deformare (fig. 9).

3) Distrugeri complete ale structurilor grafice. Astfel de procese se pot bine urmări în unele structuri pegmatitice din Munții Sebeș. Lîngă pereții pegmatitelor, unde au existat mișcări de forfecare mai intensă, majoritatea structurilor grafice este distrusă. Din aproape în aproape, putem observa că în locul concrețterilor apar, mai întîi, fragmente de

concreșteri, apoi un amestec dezordonat de cristale de cuarț și feldspat. Uneori, transformările provocate de deformări și cele provocate de substituții au acționat combinat, ajungîndu-se la o modificare radicală a structurilor grafice plagioclazice. De pildă, în locul structurilor grafice plagioclazice din unele corpuri mai mici de pegmatite din Munții Sebeș, prin suprapunerea deformărilor și substituțiilor, apar roci care seamănă destul de bine cu unele granite cu granulație normală, sau chiar cu unele aplite.

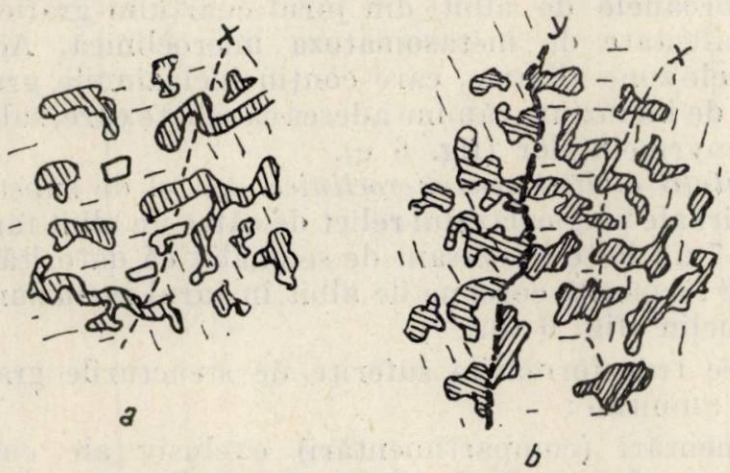


Fig. 9. — a) Structură grafică metasomatică nefragmentată. Cuarțul scheletic trece peste interfața dintre cristalele vecine de feldspat (notată în desen prin „x") fără să-și modifice orientarea optică.
b) Structură grafică metasomatică fragmentată. Afară de interferența „x", mai veche, apar și interfețe noi (notate în desen cu „Y",) care reprezintă discontinuități atît pentru feldspat, cît și pentru cuarțul scheletic.

RĂSPÎNDIREA STRUCTURILOR GRAFICE

Mehnert (1968) scoate în evidență că structurile grafice sînt rar întîlnite în granitele normale și, în general, lipsesc în „produsele anatectice" (Mehnert, 1968, p. 198). Acest ultim termen, folosit de Mehnert, este destul de confuz și de aceea el ar trebui precizat. Cert este însă faptul că, în general, structurile grafice lipsesc în corpurile mari de granitoide batolitice, cum ar fi granitoidele de Ogradina, cele de Sușița etc., precum și în toate granitele gnaisice sau gnaisele cu compoziție granitică. Structurile grafice lipsesc de asemenea aproape complet în multe lentile pegmatitice de dimensiuni relativ mici, care se găsesc, concordant, în gnaise. Mehnert înclină să creadă că structurile grafice rezultă prin cristalizarea simultană a feldspatului și cuarțului și el presupune că prezența sau absența acestor structuri în diverse corpuri s-ar putea datora diferenței de compoziție a corpurilor granitoide, dar mai ales a substanțelor volatile. Această ultimă presupunere a lui Mehnert se bazează pe o altă presupunere a sa, că substanțele volatile ar facilita formarea concreșterilor grafice. Explicația lui Mehnert ar fi, desigur, satisfăcătoare, dacă, în prealabil, s-ar demonstra că structurile grafice s-au format, într-adevăr, prin cristalizarea simultană a cuarțului și feldspatului și dacă s-ar lămuri mai bine de ce aceste concreșteri sînt facilitate de prezența volatilelor.

Probabil însă că lipsa structurilor grafice în unele corpuri granitoide are o altă cauză. Rețelele scheletice de cuarț grafic, precum și concreșterile însăși sînt sisteme delicate, care cedează chiar și la eforturi relativ mici. În consecință, este de presupus că formarea structurilor grafice, indiferent dacă apar prin cristalizarea simultană sau prin metasomatoză, este posibilă numai în acele porțiuni ale scoarței terestre, care, în linii mari, au încetat să se deformeze, o dată cu începutul dezvoltării concreșterii grafice. Dacă, dimpotrivă, în timpul dezvoltării cuarțului grafic, roca se găsește într-un continuu proces de deformare, structurile grafice nu se realizează. Aceeași condiție de relativă liniște tectonică se impune și pentru conservarea structurilor grafice, căci altfel, așa cum am arătat, ele se distrug. De aceea este probabil că lipsa structurilor grafice în unele granitoide se datorește uneia din cele două cauze:

1) În momentul creșterii rețelelor de cuarț, aceste roci erau supuse unui proces de deformare relativ intensă, care a împiedicat dezvoltarea cuarțului scheletic, de tip grafic. Probabil că așa au stat lucrurile în cazul unor granitoide batolitice.

2) În rocile granitoide existau deja structuri grafice, formate prin metasomatoză sau prin cristalizare simultană, dar nu au existat condiții de conservare ale lor. Astfel, deformările ulterioare, acompaniate sau nu de substituții, au cauzat distrugerea concreșterilor cuarțo-feldspatice. Lipsa structurilor grafice în unele lentile pegmatitice, precum și în unele granite gnaisice pare să se datorească tocmai unei astfel de cauze.

CONCLUZII

Concreșteri similare cu cele grafice sînt încă de mult obținute pe cale artificială, în condițiile cristalizării simultane, la punctul eutectic, a două sau mai multe faze cristaline. F e r s m a n consideră că simultaneitatea cristalizării obligă fazele coexistente să se orienteze reciproc și deci să concrească. Totuși, este bine să reținem că există și situații destul de frecvente cînd fazele cristaline care cresc simultan dintr-o topitură nu concresc. Trebuie să subliniem, de asemenea, că chiar dacă fazele cristaline care cresc simultan se orientează reciproc, nu întotdeauna sistemul care rezultă capătă configurații grafice. Insistăm asupra acestor fapte, pentru că mulți cercetători sînt înclinați să creadă că odată descoperită simultaneitatea cristalizării feldspatului și cuarțului într-o concreștere grafică dată, problema originii concreșterii este rezolvată. Dimpotrivă, noi înclinăm să credem că adevărata cauză care face ca cele două minerale să-și întrepătrundă reciproc rețelele, ci nu să crească în raport de simplă vecinătate, este încă necunoscută. F e r s m a n este poate singurul care își propune să analizeze mecanismul concreșterii grafice. Însă cele două postulate ale sale, conform cărora incluziunile de cuarț sînt izolate și că acestea se orientează riguros față de feldspat, postulate pe care el le ia ca punct de plecare în lămurirea mecanismului concreșterii, se dovedesc a fi neconforme cu realitatea.

Fără să respingem posibilitatea formării concreșterilor grafice prin cristalizare simultană, atragem atenția că unele fapte de observație arată

că o parte din concreşterile grafice rezultă prin substituţia selectivă a feldspatului de către cuarţ. Substituţia este dirijată de-a lungul unor dislocaţii, dar mai ales de-a lungul unor fîşii de deformare, grupate în unul sau mai multe sisteme, fie paralele cu clivajele, fie oblice. O astfel de substituţie conduce la un cuarţ scheletic, a cărui formă este dependentă nu atît de structura reticulară a cuarţului, cît de forma şi poziţia pe care o au dislocaţiile şi fîşiile de deformare.

După părerea noastră, substituţia selectivă, în genul aceleia care conduce la configuraţii grafice, este posibilă. Mai întîi, este necesar să avem în vedere că pentru ca o reţea de cuarţ să se poată dezvolta metasomatic pe feldspat este necesar ca forţa sa de cristalizare f_q (adică presiunea maximă pe care cuarţul o poate exercita în condiţiile date ale creşterii) să depăşească rezistenţa pe care o opune feldspatul la dislocuire. În caz contrar, cuarţul nu poate să crească, chiar dacă există posibilitatea alimentării sale cu silice. În al doilea rînd, trebuie observat că reţelele deformate de feldspat au o rezistenţă neuniformă la dislocuire. Benzile de deformare, precum şi zonele din imediata vecinătate a dislocaţiilor sînt „labilizate" din punct de vedere reticular, pentru că multe din particulele constituente ale reţelei sînt scoase din poziţia lor de echilibru. De aceea, benzile de deformare şi, în general, zonele de lîngă dislocaţii au o rezistenţă mai mică la dislocuire (r_d), spre deosebire de restul zonelor nedeformate, a căror rezistenţă (R_d) este mai mare. Un astfel de feldspat, deformat neuniform şi care, în linii mari, îşi păstrează integritatea reticulară, poate să fie substituit integral de către cuarţ (cînd $R_d < f_q$), selectiv (cînd $r_d < f_q > R_d$) sau nu poate fi substituit de loc (cînd $f_q < r_d$).

Privit din acest punct de vedere, substituţia integrală sau selectivă nu este determinată de existenţa sau inexistenţa căilor de acces şi nici de viteza procesului de înlocuire, ci numai de raportul care se stabileşte între cei doi factori opuşi, respectiv forţa de cristalizare a neosomului şi rezistenţa la dislocuire a paleosomului. Ambii aceşti factori pot varia independent unul de celălalt, aşa încît, în diverse condiţii, ei se pot găsi în oricare din cele trei raporturi, conducînd fie la substituţii integrale (cînd se formează aşa-zisul cuarţ neconcrescut sau „liber"), fie la substituţii selective (cînd se formează cuarţul concrescut, de tip scheletic).

Ni se pare util să remarcăm că posibilitatea realizării raportului substituţiei selective creşte o dată cu mişcarea valorii absolute a factorului f_q. Cunoscînd însă că forţa de cristalizare variază în acelaşi sens cu gradul de suprasaturaţie (B u c k l e y, 1958), deducem că probabilitatea realizării substituţiei selective a unui mineral de către cuarţ creşte pe măsură ce scade suprasaturaţia de silice a soluţiei care alimentează cuarţul metasomatic. Cauzele care determină variaţia suprasaturaţiei de silice pot fi destul de diferite şi deocamdată nu le putem urmări în toată conexiunea lor. Dar printre aceşti factori trebuie considerate atît variaţiile termice, cît şi variaţiile alcalinităţii soluţiilor din care se alimentează cuarţul. S-ar părea că prin creşterea temperaturii şi alcalinităţii, suprasaturaţia de silice în raport cu cuarţul se micşorează. Dacă fenomenul decurge întradevăr astfel, este de aşteptat ca substituţia selectivă, implicit concreşterile grafice metasomatice, să se realizeze cu mai multă frecvenţă în condiţiile de temperatură şi alcalinitate relativ mare.

CONTRIBUTION TO THE GRAPHIC TEXTURE

ABSTRACT

The following questions are pointed out :

1. In graphic quartz-feldspar intergrowths the feldspar can be either plagioclase or K-feldspar, and quartz content varies between relatively large limites.

2. The graphic quartz has no consistant reticular orientation with regard to the feldspar host. The commun extinction of quartz inclusions is due to the fact that they are parts of the same skeletal crystal.

3. Sometimes graphic quartz is developed along a dislocations or deformation bands within feldspar host. The author believe that in these cases the graphic intergrowths have a metasomatic origin and their genesis involves two stages : a) A previous and nonuniform deformation of the feldspar crystals. As a consequence, in feldspar crystals forms „weakniss" zones as deformation bands and dislocations, grouped in one or more systems; b) A selective replacement of feldspar by quartz. The quartz replaces the „weakniss" zones only while undeformed zones are avoided. That selective replacement is possible only if the pressure growth of quartz is relatively small, that means in the case when oversaturation of silica is relatively small. Otherwise, the quartz can replace the whole volume of the feldspar and the so called „free" quartz can be formed.

4. Many graphic intergrowths were subsequently altered, either by substitutions or deformations of feldspars. As a consequence of deformation some graphic intergrowths were devided into fragments or even entirely destroyd, and in theire place appears a discordered mixture of feldspar and quartz crystals. It can be infered that the genesis and conservation of graphic intergrowths in diferent granitoide body require a relatively absence of shearing movments both in the time of quartz development and later.

REFERINȚE

Buckley H. E. (1958), *Crystal growth*, New York — Londra.

Drescher-Kaden F. K. (1948), *Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und gneisse und ihre genetische Bedeutung*, Springer, Berlin.

Emmons R. C. (1953), *Selected petrogenetic relationship of plagioclaze*, Geolog. Soc. Amer. Memoir, *52*.

Fersman A. E. (1915), *Pismennaia structura pegmatitov i pricinî eë vozniknovenia*, Izbrannîe trudî, I, Moscova.

Kuznețov B. D. (1954), *Kristalî i kristalizația*, Gosud. izd. tehnikoteoreticeskoi literaturî, Moscova.

Mehnert K. R. (1968), *Migmatites and the origin of granitic rocks*, Elsevier Publishing Company, Amsterdam — Londra — New York.

Schaller W. T. (1926), *Mineral replacements in pegmatites*, Amer. Miner., *12*, 59—63.

Simpson D. R. (1962), *Graphic granite from the Ramona pegmatite district, California*, Amer. Miner, *47*., 1 123—1 138.

Seifert K. E. (1965), *Deformation bands in albite*, Amer. Miner., 50, 1 469—1 472.

VANCE J. A. (1961), *Polisinthetic twining in plagioclase*, Amer. Miner., *24*, 1 097—1 108.
VOGT J. H. L. (1929), *The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks*, Skrifter Utgitt av Det Norske Videnskaps—Akademi i Oslo, I Mat. Naturv. Klasse.
WAHLSTROM E. E. (1939), *Graphic granite*, Amer. Miner., *24*, 681—694.
WINKLER H. G. (1965), *Die Genese der metamorphen Gesteine*, Springer—Verlag, Berlin — Heidelberg.

Primit în redacţie la 7 octombrie 1970

Facultatea de geologie-geografie a Universităţii Bucureşti

RIPIDOLITUL DIN MASIVUL GRANITIC ŞUŞIŢA — CARPAŢII MERIDIONALI

DE

JEANA IONESCU, LIVIU ANTON

55 (05)

Prezenţa „cloritelor" în masivul granitic de Şuşiţa — Carpaţii Meridionali — a fost semnalată anterior, fără precizări asupra speciilor de clorite întîlnite.

Lucrarea de faţă, pe baza unui studiu optic, cu raze X şi a spectrelor de absorbţie în infraroşu, îşi propune precizarea, din punct de vedere mineralogic, a speciei de clorit pus în evidenţă într-un material colectat din partea centrală a unor fisuri care străbat zonele injectate cu feldspat potasic din granitul de Şuşiţa, în împrejurimile defileului văii Jiului.

Dificultăţile pe care le ridică definirea şi delimitarea speciei în grupa cloritelor sînt generate de gradul larg de substituţii izomorfe posibile în reţeaua cristalină a acestui grup de minerale cu serie izostructurală extinsă (Brown şi Bailey, 1962).

Pe măsura apariţiei şi aplicării metodelor fizice de analiză, se fac progrese în cercetarea mineralelor, stabilindu-se noi criterii de selecţie şi diferenţiere în măsură să contribuie la încadrarea corectă a termenilor într-o serie minerală.

Interesul pentru metodele fizice moderne de lucru este cu atît mai justificat, dacă ţinem seamă de dificultăţile întîlnite la obţinerea unor cantităţi suficiente de material de înaltă puritate, uneori indisponibile, alteori dificil de realizat datorită concreşterii intime cu alte minerale. La acestea se adaugă capacitatea metodelor fizice de a sesiza şi selecta deosebiri structurale în cadrul aceleiaşi compoziţii chimice (politipi, polimorfi). Substituţiile izomorfe, deosebit de variate în grupa „cloritelor", au sugerat diverse scheme de clasificare pe criterii chimice şi cristalochimice (Tschermak, 1890, citat după Deer şi colab., 1963; Orcel, 1927, citat după Brown, 1961; Orcel şi colab., 1950; Hey, 1954; Serdyucenko, 1953, citat după Brown, 1961).

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 1, p. 147—155, Bucureşti, 1971

Datele de raze X au arătat că toate cloritele au esențial același tip de structură stratificată, unde variațiile compoziționale sînt controlate, în principal, de substituțiile izomorfe ale cationilor din rețea; în cadrul cloritelor cu fier, unele variații pot lua naștere ca rezultat al oxidării (H e y, 1954).

Pentru cloritele normale (ortoclorite) neoxidate, clasificarea chimică poate fi discutată în relație cu formula generală $(Mg_{6-x-y}\ Fe_y^{2+}Al_x)\ (Si_{4-x}\ Al_x)O_{10}(OH)_8$ (M a u g u i n, P a u l i n g, citați după D e e r și colab., 1963).

Substituția Al în locul Si^{4+} în stratele tetraedrice și aceea a Fe^{2+} în locul Mg în stratele octaedrice sînt cele două serii obișnuite de substituții ionice, caracteristice posibilităților de combinare, și constituie criterii de diagnostic pentru clasificarea cloritelor după schemele larg acceptate (H e y, 1954).

O serie de cercetători au pus în evidență relații între compoziția chimică și proprietățile optice (W i n c h e l l, 1936, citat după D e e r și colab., 1963) și/sau parametrii reticulari (von E n g e l h a r d t, 1942, citat după D e e r și colab., 1963; H e y, 1954), care permit cu certitudine determinarea speciei de clorit.

Din lipsa unei cantități de material suficiente pentru analiza chimică, pe baza caracterelor morfologice, la care se adaugă roentgenograma, examenul optic și spectrul de absorbție în infraroșu se dovedește prezența certă a ripidolitului în filoanele ce străbat granitul de Susița în zona defileului Jiului.

Determinările noastre, discutate comparativ cu date asupra „ripidolitelor" semnalate în alte regiuni de pe glob, sînt concordante cu datele din literatură [1].

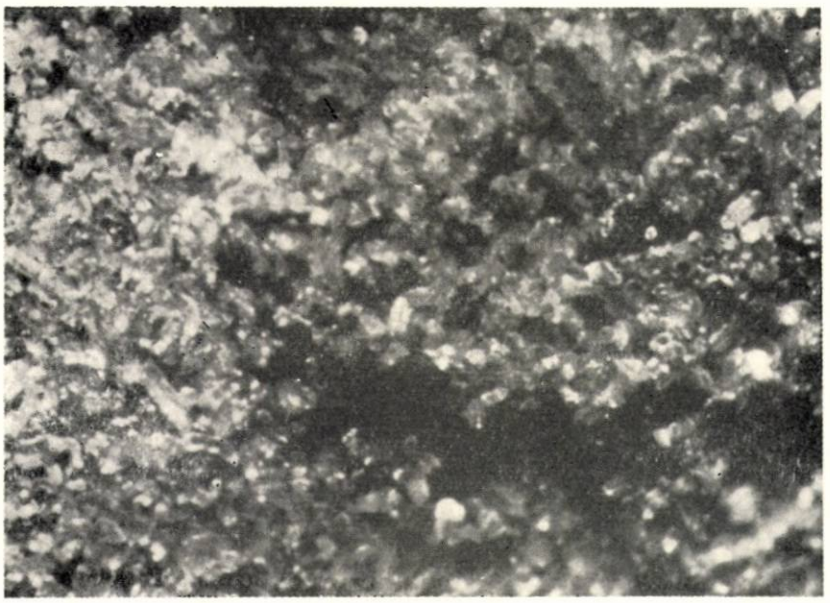
Ripidolitul cercetat, de culoare verde deschis, transparent, rareori ușor colorat la extremitățile cristalului se prezintă sub formă de agregate de cristale, variate ca formă și dimensiuni, constituite în druze și cuiburi monominerale (fig. 1a), sau concrescute cu feldspat și cuarț.

Asociate în pachete de cristale idiomorfe grupate în coloane drepte, curbate sau răsucite, prezentînd structură helmintică caracteristică (fig. 1b), cristalele de ripidolit au dimensiuni reduse (sub 1 mm), dezvoltate în formă de prismă monoclinică pmg′ (fig. 2), alungită după [001], fețele (001), (010) și (110) fiind vizibile.

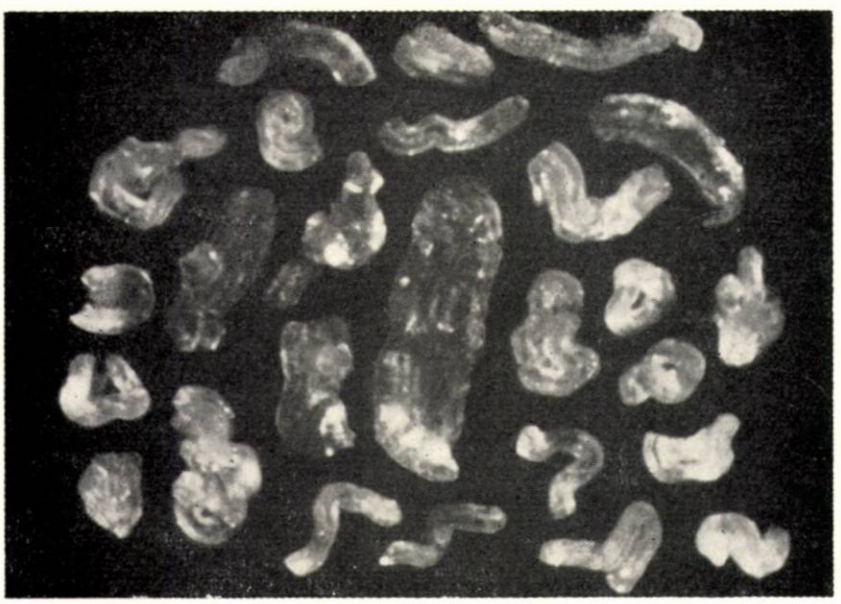
În principiu, cloritele pot fi identificate după diagramele de raze X executate pe pulbere. Separarea cloritelor prin acest procedeu depinde de măsurătorile precise ale pozițiilor și intensităților reflexelor, deoarece, în ansamblu, diagramele par asemănătoare. Pe baza unui număr considerabil de observații cantitative s-au stabilit relații liniare între parametrii reticulari (axul b și spațierea reflexului bazal $d_{001} = c \sin \beta$), pe de o parte, și compoziția chimică a membrilor din seria cloritelor pe de altă parte (B r o w n, 1961; S t e i n f i n k, 1958 *a* și 1958 *b*).

---

[1] Notația probelor în text:
1 — ripidolit — filoane cuarț + feldspat, granitul de Șușița — valea Jiului.
2, 3, 4 — ripidolite, D e e r, 1963, p. 141, analizele 16, 17, și 18.
5 — ripidolit Isère Franța, X-ray ASTM 7—76.
6 — ripidolit South Britain Conn. USA. catalog Moenke 6.103, 1962.



a



b

Fig. 1. — Agregat monomineral format din cristale de ripidolit (a) și cristale cu structură helmintică (b).
a × 85; b × 90.

Pentru cloritele cu celula elementară monoclinică sau ortogonală, parametrul b se obține direct din reflexul (060), a cărui valoare constituie indice de diagnostic pentru structurile stratificate di- și trioctaedrice (Brindley, citat după Brown, 1961; Brindley și Gillery, 1956).

Acordînd încredere gradului de exactitate conferit de datele roentgen, s-a înregistrat difractograma ripidolitului cercetat (folosind radiația Cu Kα cu filtru de Ni) care s-a comparat cu difractograma unui alt ripidolit (proba 5) (tabelul nr. 2).

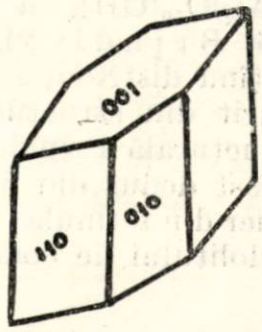


Fig. 2. — Cristal de ripidolit — prismă pmg'.

Examinînd datele de raze X din tabelul nr. 1, se remarcă faptul că reflexele bazale de ordin impar (001, 003, 005) sînt în ambele probe mai slabe decît reflexele bazale de ordin par (002, 004), aceasta fiind caracteristică cloritelor normale, bogate în fier, după care se deosebesc la prima vedere de cele magneziene.

După cum se constată din examinarea tabelului nr. 1, valorile reflexului (060) d = 1 · 544Å și d = 1 · 547Å pentru ripidolitul studiat, respectiv a celui de comparație (proba 5), sînt asemănătoare și caracteristice cloritelor trioctaedrice.

Tabelul nr. 1

Difractogramele

Ripidolit-proba 1 (v. Jiului)				Ripidolit-proba 5 (Isère-Franța)		
Nr.	hkl	dÅ	I/I	hkl	dÅ	I/I
1	001	14.203	80	001	14.1	80
2	002	7.1181	100	002	7.07	100
3	003	4.723	80	003	4.724	30
4	004	3.5327	100	004	3.537	50
5	005	2.818	< 80	005	2.827	10
6		2.5956		131,202̄	2.599	30
7		2.5488		13̄2,201	2.556	30
8		2.4423		132,203̄	2.450	30
9		2.3807		13̄2,202	2,389	20
10		2.255		133,204̄	2.265	10
11		2.0122		135,204	2.009	
12		1.88		135,206̄	1.888	10
13	208̄	1.5603		137,208̄	1.566	
14	060	1.5447		060	1.547	10

Se admite că spaţierea bazală $d_{(001)}$ depinde de distanţele între stratele de tip talc şi brucit şi de forţele de legătură parţial electrostatice, parţial legătură hidroxil, care unesc stratele (B r o w n, 1961). Considerînd că substituţiile octaedrice sînt împărţite în mod egal între stratele talc şi brucit, în formula $(Si_{4-x}Al_x)$ sarcina x per celulă elementară este egală cu substituţia Si^{4+} prin Al, respectiv cu numărul ionilor de Al tetracoordinaţi.

Din spaţierea bazală $d_{(001)}$, înscrisă în tabelul nr. 1, s-a stabilit valoarea lui x, folosind diagrama care reprezintă corelaţia liniară dintre $d_{(001)}$ şi x — numărul de ioni de Al care înlocuiesc Si^{4+} în formula Mg_{6-x-y} Fe^{2+}_y Al_x $(Si_{4-x}$ $Al_x)O_{10}(OH)_8$ a ortocloritelor (clorite normale) (B r o w n, 1961, după B r i n d l e y).

Admiţînd distribuţia egală a cationilor octaedrici între stratele tip talc şi brucit din structura cloritelor trioctaedrice (1 : 1), s-a calculat formula structurală a ripidolitului studiat (1) pe baza formulei de mai sus, unde y a fost dedus din diagrama care leagă parametrul b de numărul de ioni de fier din formulă ; în acelaşi mod a fost calculată formula structurală a ripidolitului de comparaţie (5).

Tabelul nr. 2

Formula structurală

Nr. probei	Formula structurală calculată după difractogramă	$d_{(060)}$Å	bÅ	Fe^{2+} (calc)
1	$(Mg_{3\cdot179}Fe^{2+}_{1.637}Al_{1\cdot216})$ $(Si_{2.784}Al_{1.216})$ $O_{10}(OH)_8$	1.544	9.2682	1.637
5	$(Mg_{3.077}Fe^{2+}_{1.983}Al_{0\cdot94})$ $(Si_{3\cdot06}Al_{0\cdot94})$ O_{10} $(OH)_8$	1.547	9.283	1.983

Tabelul nr. 2 înscrie formulele structurale ale probelor considerate, calculate pe baza datelor de raze X şi a relaţiilor anterior stabilite (H e y, 1954; S h i r o z u, 1958, citat după B r o w n, 1961).

Parametrul b = 9.2682Å, determinat pentru ripidolitul cercetat, are valoare asemănătoare cu parametrul b = 9.283Å al probei 5 (extras din literatură).

Cauzele care provoacă modificarea parametrului b, în grupa cloritelor trioctaedrice, sînt încă discutate : unii cercetători admit corelaţia între mărimea axului b şi numărul de atomi de fier din structura mineralului (von E n g e l h a r d t, 1942, citat după D e e r şi colab., 1963; H e y, 1954) ; alţii sînt de părere că parametrul b trebuie corelat cu toate substituţiile ionice posibile în reţea (B r i n d l e y şi M a c E w a n, 1953, citat după B r o w n, 1961).

Testînd corelarea conţinutului de Fe^{2+} din formula probelor din tabelul nr. 2 cu parametrul b, se remarcă variaţia simpatetică a lui b cu conţinutul de fier din ripidolitele discutate (probele 1 şi 5) (tabelul nr. 2).

Indicii de refracţie şi birefringenţa determinate pentru ripidolitul cercetat (1), împreună cu datele optice extrase din literatură pentru ripidolitele 2, 3, 4, 5 sînt înscrise în tabelul nr. 3.

Tabelul nr. 3

Constantele optice ale ripidolitului

Constante optice	1	2	3	4	5
n_α	1.624	1.618	1.619	1.622	1.616
n_γ	1.628	1.621	1.623	1.626	1.620
$n_\gamma - n_\alpha$	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004

Pe diagrama din figura 3, care reprezintă variaţia constantelor optice în funcţie de compoziţia cloritelor normale (după H e y, 1954), s-au proiectat constantele optice cuprinse în tabelul nr. 3.

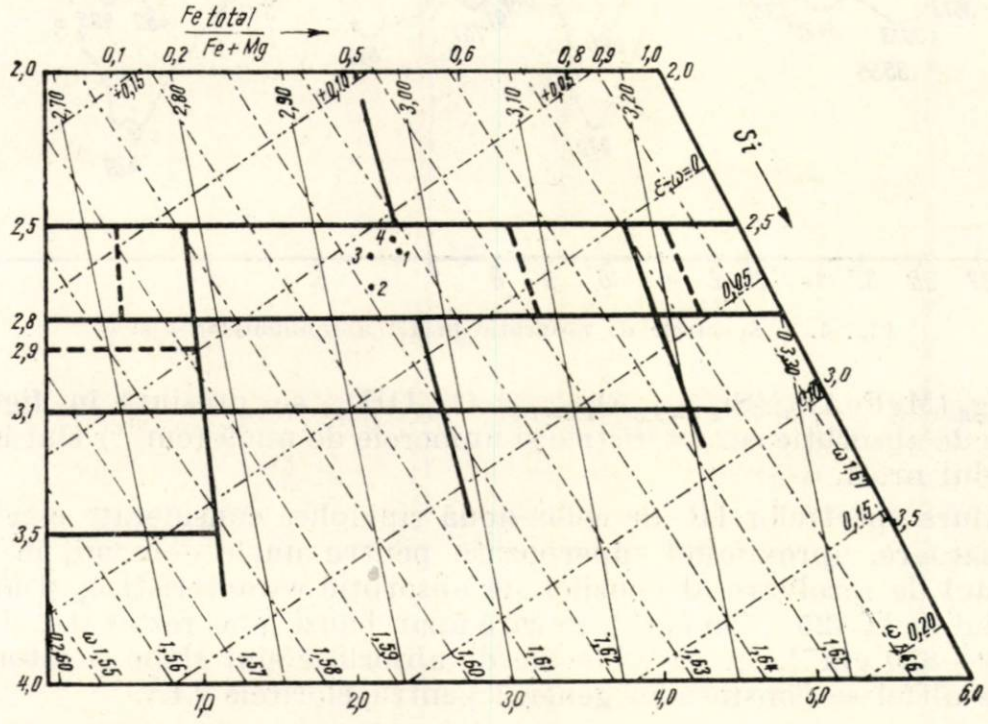


Fig. 3. — Indicele de refracţie, birefringenţa şi greutatea specifică a ortocloritelor în relaţie cu compoziţia (după H e y, 1954).

Toate probele considerate se situează în cîmpul compoziţional al „ripidolitelor".

Spectrul IR, controlat de masele atomice, geometria şi forţele de legătură interatomice din interiorul stratelor individuale ale silicaţilor stratificaţi, reflectă aspecte ale structurii, calitativ diferite de determinările cu raza X.

O serie de cercetări au consemnat relaţii între substituţiile izomorfe şi spectrele IR în silicaţi stratificaţi, benzile de absorbţie caracteristice fiind sensibile la sarcina şi poziţia de coordinaţie din reţeaua mineralului (S t u b i č a n şi R o y, 1961).

Pe baza spectrelor de absorbție în IR ale unor clorite 14Å, s-a încercat selectarea și delimitarea domeniilor celor mai semnificative benzi de absorbție și corelarea lor cu compoziția chimică (T u d d e n h a m și L y o n, 1959).

Spectrul de absorbție în IR al ripidolitului, evidențiat în filoanele cuarțo-feldspatice care străbat granitul de Susița în zona defileului Jiului, comparat cu spectrul IR al ripidolitului nr. 6, a cărui formulă generală

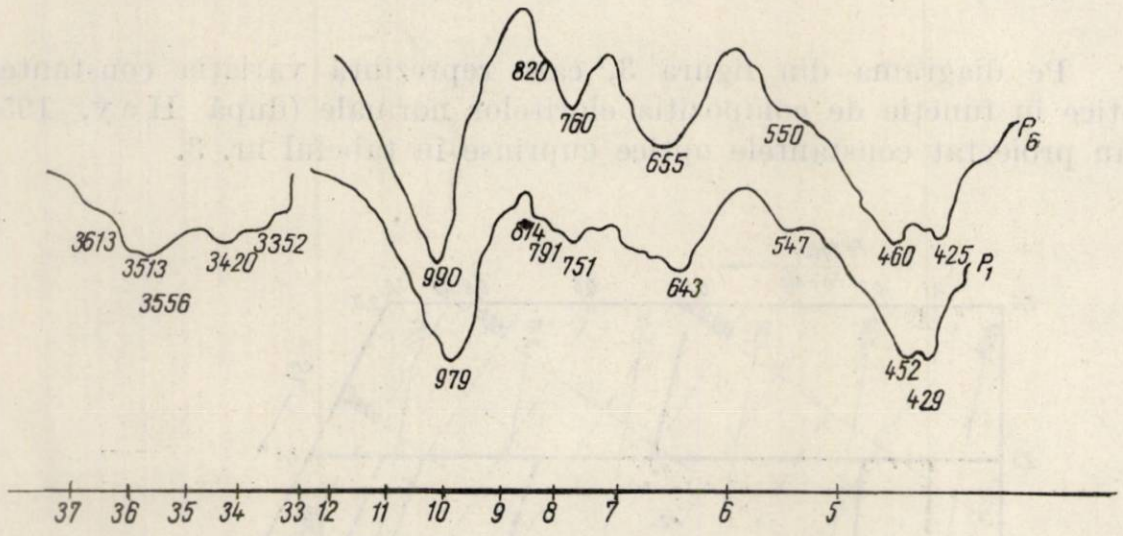


Fig. 4. — Spectrele de absorbție în IR a ripidolitelor 1 și 6.

este $Mg_3(MgFeAl)_3(Si_{2.8-2.5}Al_{1.2-1.5})O_{10}(OH)_8$, se prezintă în figura 4. Benzile de absorbție caracteristice și numerele de undă (cm^{-1}) sînt înscrise în tabelul nr. 4.

Alura spectrelor IR ale celor două ripidolite considerate este foarte asemănătoare, aproximînd suprapoziția pentru unele domenii, în raport cu gradul de rezolvare al benzilor de absorbție caracteristice, și anume: domeniul de la 425—750 cm^{-1}, în care apar benzi bine rezolvate, și regiunea 750—850 cm^{-1}, în care benzile de absorbție sînt slabe și estompate, cum de altfel se constată în general pentru cloritele 14Å.

Luînd ca bază de discuție observațiile anterioare asupra spectrelor IR ale cloritelor, micile deplasări înregistrate în spectrul de absorbție al ripidolitului cercetat în raport cu ripidolitul de comparație sînt concordante cu deosebirile cu totul nesemnificative de compoziție care controlează poziția benzilor de absorbție, care la rîndul lor, eventual, sesizează substituțiile operante.

Așa de exemplu, banda de vibrație corespunzătoare grupei $Al^{VI}—O—Si$ de la 535 cm^{-1}, stabilită a fi cea mai sensibilă la cantitatea de ioni de Al prezent în coordinație octaedrică în cloritele trioctaedrice în general, se deplasează la frecvențe mai mari în ripidolitul cercetat și cel de comparație, 547 cm^{-1}, respectiv 550 cm^{-1}.

Benzile din regiunea 650—690 și 744—765 cm^{-1} corespund vibrațiilor Si—O și poziția lor este controlată de cantitatea de ioni în coordinație octaedrică ($MgFe^{2+}Al$). Diferențele de numere de undă din regiunile menționate, constatate pentru ripidolitele considerate, se mențin practic

Tabelul nr. 4

Benzile de absorbţie în IR ale ripidolitelor 1 şi 6

Ripidolit (1) ν cm^{-1}		Ripidolit (2) ν cm^{-1}	
429	3352	425	
452	3425	460	3425
547	3556	550	3560
643	3573	655	
751	3613	760	
791		820	
814			
979		990	

constante în valoare absolută şi sens. Pentru ripidolitul cercetat, centrul frecvenţei benzii Si—O este la 643 cm^{-1}, respectiv 751 cm^{-1}, faţă de 655 cm^{-1}, respectiv 760 cm^{-1}, consemnate pentru ripidolitul de comparaţie.

Domeniul de la 3 400 la 3 650 cm^{-1} s-a dovedit deosebit de interesant pentru studiul legăturilor OH în minerale stratificate (J o r g e n s e n, 1965).

Spectrul IR al ripidolitului cercetat arată patru benzi de absorbţie în această regiune : 3 352, 3 420 + 3 556, 3 573 şi 3 617 cm^{-1}, din care prima este foarte slabă, următoarele două se regăsesc în ripidolitul de comparaţie, ultima fiind de asemenea slab exprimată.

În concluzie, pe baza caracterelor morfologice şi a determinărilor cu raze X, optice şi a spectrului IR s-a precizat prezenţa ripidolitului, specie de clorit colectat din filoanele cuarţo-feldspatice care străbat granitul de Şuşiţa în zona defileului văii Jiului — Carpaţii Meridionali. Mineralul apare în druze şi cuiburi monominerale. Asociate în pachete de cristale idiomorfe cu structura helmintică caracteristică, cristalele de ripidolit, de dimensiuni reduse, sînt dezvoltate în formă de prismă monoclinică alungită după [001], fiind vizibile feţele (001), (010) şi (110).

Cercetările cu raze X au permis determinarea valorilor reflexelor bazale, a reflexului (060) şi a parametrului b, pe baza cărora s-a definit prezenţa unui clorit feromagnezian, trioctaedric.

Din datele de raze X s-a dedus cu suficientă acurateţă compoziţia chimică :

$$(Mg_{3.179}Fe^{2+}_{1.637}Al_{1.216})\,(Si_{2.781}Al_{1.216})O_{10}(OH)_8$$

care, împreună cu celelalte constante determinate, defineşte ripidolitul.

Variaţia simpatetică a mărimii axului b cu conţinutul de Fe^{2+} din formula structurală verifică corelaţia liniară între parametrul b şi Fe^{2+} consemnată în literatură, pusă în evidenţă pentru cloritele normale, trioctaedrice.

Datele optice (indicii de refracţie şi birefringenţa) proiectează cloritul cercetat în cîmpul compoziţional al „ripidolitelor" analizate în literatură.

Spectrul IR al ripidolitului cercetat este practic superpozabil pe spectrul ripidolitului catalogat în tabelele de spectre IR, atestînd asemănarea de compoziție ce merge pînă la identitate structurală. Micile deplasări ale benzilor de absorbție se încadrează în eroarea experimentală la care se adaugă eventuale neimportante substituții izomorfe în geometria rețelei cristaline a celor două ripidolite discutate comparativ.

Rezultatele acestei lucrări au condus la determinarea ripidolitului din filoanele cuarțo-feldspatice din granitul de Șușița — valea Jiului.

THE RIPIDOLITE OF THE ȘUȘIȚA GRANITIC MASSIF — SOUTHERN CARPATHIANS

ABSTRACT

The presence of the ripidolite collected from the quartz-feldspar veins passing through the Șușița granite, in the pass of Jiul valley, was identified on the basis of its morphological characters, X-ray powder diagrams, optical data and infrared absorption spectra.

The mineral clusters occur in bundles of idiomorphic crystals affecting the helminthic structure.

The X-ray techniques enable to determine the basal reflections and the (060) reflections evince the presence of a ferromagnezian trioctahedral chlorite.

The structural formula established by means of the X-ray data is such as follows

$$(Mg_{3.179}Fe^{2+}_{1.637}Al_{1.216})(Si_{2.784}Al_{1.216})O_{10}(OH)_8$$

The sympathetical variation of the b axis with the Fe^{2+} content of the ripidolites already discussed agrees with the linear relation between the b parameter and Fe^{2+} pointed out for the trioctahedral chlorites.

The IR absorption spectrum of the studied ripidolite practically coincides with that of the comparison ripidolite, underlining a quite similar composition, keeping structural identity.

The slight shifts of the absorption bands may be due to the eventual isomorphic substitution in the lattice of the comparatively discussed ripidolites, as well as to the experimental error.

BIBLIOGRAFIE

Brindley G. W., Gillery F. H. (1956), *X ray identification of chlorite species*, Amer. Min., **41**, p. 169.

Brown G. (1961), *The X-ray identification and crystal structure of clay minerals*, Mineral Soc Londra.

Brown B. E., Bailey S. W. (1962), *Chlorite polytypism I. Regular and semirandom one- layer structures*, Amer. Min., **47**, p. 819.

Deer W. A., Howie R. A., J. Zussman (1963), *Rock-forming minerals*, **3**, Longmans.

Hey M. H. (1954), *A new review of the chlorites*, Min. Mag., **30**, p. 277.

JORGENSEN P. (1965), *Infrared absorption of O—H bonds in some micas and other phyllosilicates*, Clays a. clay minerals Proc. 13th Nat. Conf.

MOENKE H. (1962), *Mineralspektren*, Akademie Verlag Berlin.

ORCEL J., CAILLÉRE S., HÉNIN S. (1950), *New attempt to classification chlorites*, Min. Mag., **29**, p. 329.

STEINFINK H. (1958 *a*), *The crystal structure of chlorite I A monnoclinic polymorph*, Acta Cryst., **11**, p. 191.

— (1958 *b*), *The crystal structure of chlorite II A triclinic polymorph*, Acta Cryst., **11**, p. 195.

STUBICAN V., RUSTUM ROY (1961), *Isomorphous substitution and infrared spectra of the layer lattice silicates*, Amer. Min., **46**, p. 32.

TUDDENHAM W. M., LYON J. P. (1959), *Relation of infrared spectra and chemical analysis for some chlorites and related minerals, X-ray powder data file ASTM* 1962, Anal. chem., **31**, p. 377.

Primit în redacţie la 2 decembrie 1970

Institutul geologic

GEOLOGIA REGIUNII CORUNCA

DE

AUG. VANCEA şi VASILE CĂTA

55 (05)

1. CADRUL GEOGRAFIC

Corunca se află situată la 8 km sud-est de Tg.-Mureş, iar regiunea cercetată se mărgineşte cu valea Mureşului la vest-nord-vest, cu Sîngeorgiul de Mureş — Cotuş la nord, valea Nirajului la sud, iar la est cu o linie care uneşte localităţile Cotuş — Măiad — Bolintineni.

Din punct de vedere morfologic regiunea aparţine prelungirii spre nord-est a Podişului Tîrnavelor, rîul Mureş şi albia lui reprezentînd limita de est a „Cîmpiei transilvane". Relieful dealurilor atinge altitudinea medie de 500 m, menţinîndu-se pe toată regiunea la nivel puţin variabil.

Configuraţia morfologică la Corunca prezintă oarecare regularitate, unele creste de dealuri formînd spinări aliniate într-un plan care trădează substratul tectonic din adîncime. Jumătatea nordică fiind delimitată de pîrîul Căpîlna, domul apare împrejmuit la nord şi vest de creasta de dealuri care se aliniază în semiarc între Bozeni şi Corunca, fiind deschis numai spre vest, unde se află drumul de scurgere al pîraielor Căpîlna şi Sărat, care se unesc în pîrîul Pocloş.

În partea sudică se ridică o culme împădurită, delimitată de cursul cu deschiderea spre nord a pîrîului Vaţman, care reprezintă în adîncime zona culminantă a domului; ea are deci un substrat tectonic.

În continuare spre sud se schiţează creasta Ciurgăului — dealul Baţca, care formează culmea de separaţie între valea Nirajului şi pîraiele care drenează zona centrală a domului.

Mai la sud, caracterul morfologic se înfăţişează sub un aspect colinar, tăiat de valea Nirajului pe direcţia est—vest.

În general, morfologia actuală a regiunii, ca de altfel a întregii unităţi morfologice pe care o alcătuieşte Bazinul Transilvaniei, se datorează eroziunii cuaternare care a sculptat relieful în funcţie de reţeaua hidrografică.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 1, p. 157–167, Bucureşti, 1971

2. CADRUL GEOLOGIC

Din punct de vedere geotectonic, domul Corunca face parte din anticlinalul Beclean, Sîngeorgiul de Mureş, Bălăuşeri şi aparţine grupului de domuri din jurul oraşului Tg.-Mureş, şi anume: Dumbrăvioara, Ernei, Păingeni, Corunca, sud Tg.-Mureş.

3. ISTORIC

a) Cercetări geologice. Cunoştinţe mai vechi asupra regiunii Corunca lipsesc din literatura geologică. Fr. Herbich (1878) aminteşte că geologia împrejurimilor oraşului Tg.-Mureş nu este cunoscută.

A. Koch mărturiseşte, în tratatul despre terţiarul din Bazinul Transilvaniei, apărut în 1900, că în regiunea dintre Mureş şi Niraj nu se cunosc depozite sarmaţiene.

H. Böckh (1913) a cercetat în anii 1910—1911 anticlinalul Beclean — Sîngeorgiul de Mureş şi a indicat, prin linie întreruptă, direcţia acestui anticlinal pe la Corunca — Bălăuşeri — Sighişoara (fig. 1).

Regiunea Corunca nu a fost cercetată de nici unul din geologii care au executat cercetări generale de recunoaştere în Bazinul Transilvaniei îndată după descoperirea gazului metan (1909).

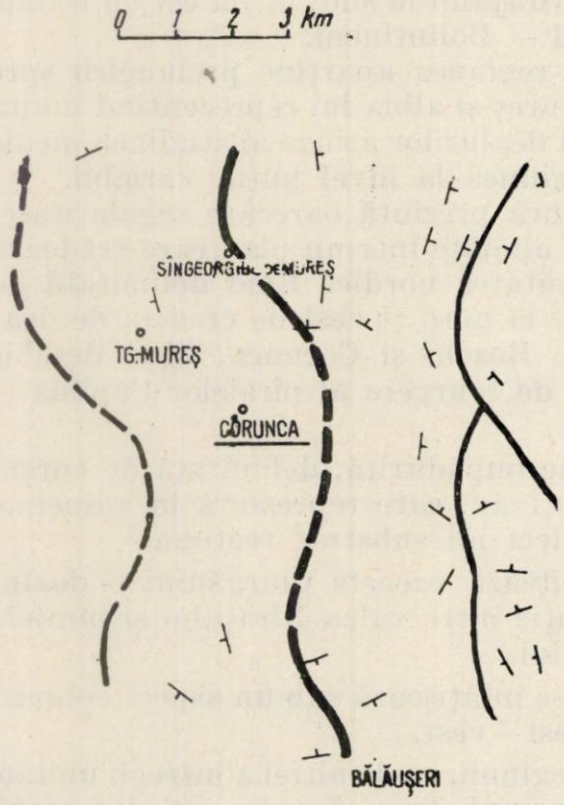


Fig. 1. — Anticlinalul Sîngeorgiu de Mureş — Bălăuşeri (fragment din harta lui Böckh, 1913).

Primul care a executat cercetări geologice în regiune a fost Aug. Vancea, în anii 1929—1932, cînd a întocmit coloana stratigrafică a depozitelor ce acoperă regiunea şi a schiţat tectonica domului.

Ulterior, în anul 1955, lucrările de cartare au fost reluate în colaborare cu geologul V a s i l e C ă t a, cu care ocazie s-a stabilit, cu ajutorul unor puțuri, zona de apex a structurii Corunca și aria de răspîndire a depozitelor pliocene inferioare pe bază de analize micropaleontologice.

b) Prospecțiuni geofizice. În anul 1952 s-au efectuat la Corunca lucrări de seismometrie — reflecție, care au semnalat existența unui anticlinal orientat pe direcția est—vest, avînd zona centrală plasată la 2 km sud-est de localitatea Corunca. La nord, acest anticlinal este delimitat de un sinclinal al cărui ax trece pe la est de Tg.-Mureș, nord-nord-est de Corunca pînă la Murgești. Paralel cu acest sinclinal, traversînd localitățile Ivănești — Bolintineni, trece axul unui alt anticlinal care se afundă la sud. În sectorul nordic, în dreptul localității Ivănești, acest anticlinal seismic coincide parțial cu structura nordică, pusă în evidență prin lucrările de explorare-conturare.

Înclinările determinate prin seismosondaje concordă, în general, cu măsurătorile geologice de suprafață, confirmînd existența domului. S-au pus în evidență și unele variații litologice ale orizonturilor reflectatoare.

Tot din 1952 datează și primele lucrări de gravimetrie, concretizate într-o hartă Bouguer la scara 1 : 200 000, pe care apare un minim gravimetric orientat nord — sud, între localitățile Tg. — Mureș — Corunca — Noul Săsesc, interpretat fie ca rezultat al sării la un nivel izobatic mai ridicat, fie ca o zonă de scufundare a fundamentului bazinului.

GEOLOGIA REGIUNII

I. STRATIGRAFIA

Succesiunea stratelor în domul Corunca se poate urmări pe un profil începînd de la Pîrîul Sărat spre nord, pînă la Livezeni — Ivănești. Această succesiune este consemnată în profilul stratigrafic de la figura 2, în care se pot deosebi 6 zone în care domină nisipurile, alternînd cu 5 zone mai ales marnoase.

Puțurile de mînă executate pe partea sudică a văii Pîrîul Sărat au indicat o zonă marnoasă, care reprezintă pătura acoperitoare a domului. În materialul recoltat din puțurile de mînă s-a determinat următoarea asociație de microfaună: *Cyprideis heterostigma* (Reuss), *Caspiocypris vulgaris* Stanceva, *Caspiocypris filona* (Livental), *Candona* (*Lineocypris*) *hodonensis* Pock., *Lineocypris minuta* Schneider, *Lineocypris trapezoidea* Zalányi, *Lineocypris facilis* Stanceva, *Erpetocypris abscisa* Reuss, *Leptocythere praebaquana* var. *frequentis* Stanceva.

Pe baza acestor ostracode considerăm că depozitele din zona centrală a domului aparțin *pliocenului inferior* [1].

Exceptînd depozitele din zona centrală, întreaga regiune este acoperită cu depozite de vîrstă ponțiană (fig. 3), fapt care fac să se deosebească

[1] Microfauna a fost determinată de Laboratoarele I.C.P.I.E.T.G. București și I.E. Mediaș.

mult de aspectul „stratelor de Cîmpie" din Cîmpia Transilvaniei , acoperită cu depozite sarmaţiene, bugloviene cu intercalaţii de tufuri.

În continuarea stratelor pe care le atribuim pliocenului inferior, coloana stratigrafică începe cu un pachet de strate de circa 20 m de marne cenuşii-vinete, alternînd cu marne mai deschise şi cu intercalaţii de nisipuri

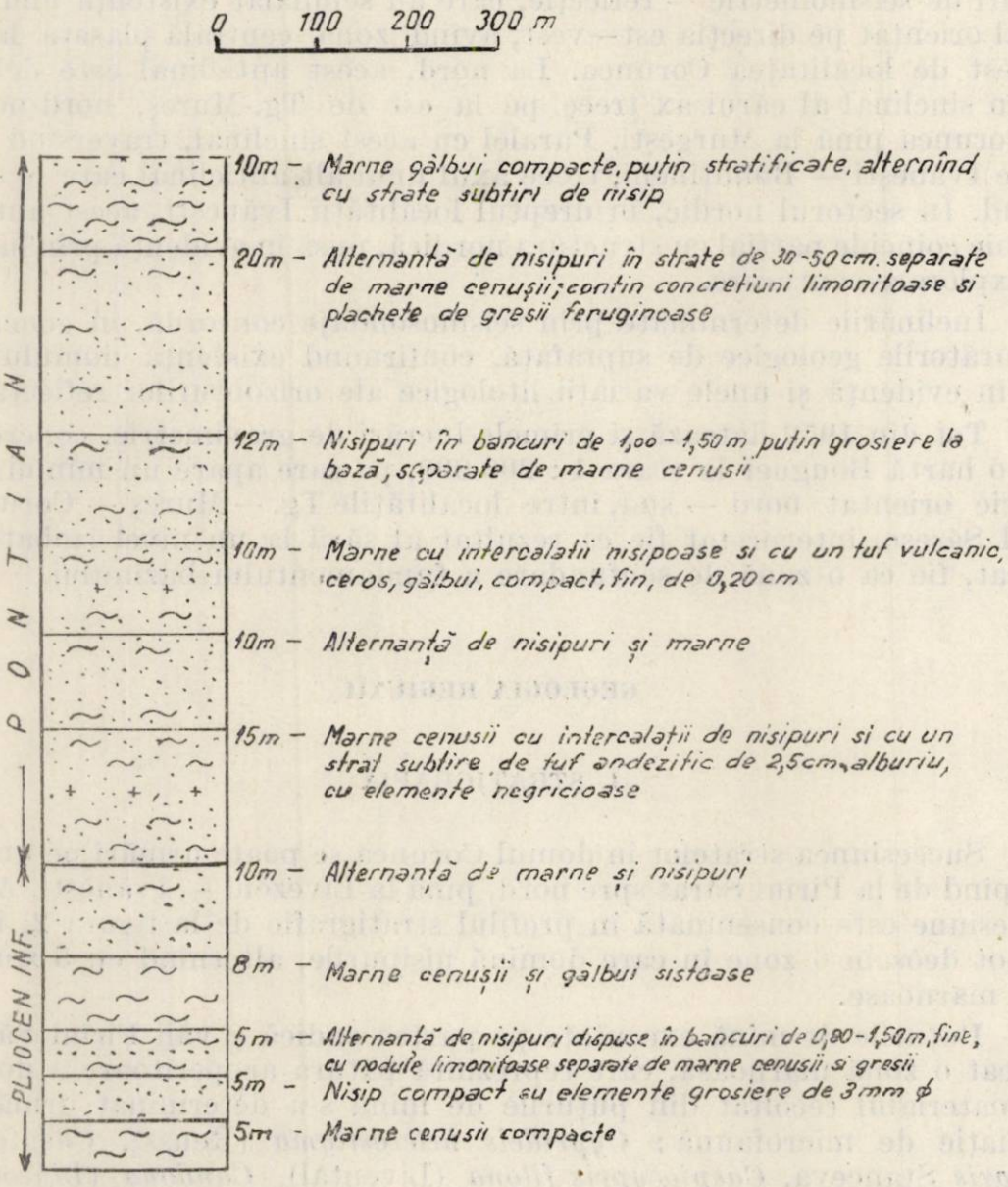


Fig. 2. — Coloana stratigrafică pe flancul de nord al domului Corunca.

fine. Acest pachet conţine intercalat un strat subţire de tuf andezitic de 20 cm.

Pe flancul de nord al domului, profilul stratelor ponţiene continuă cu marne puţin stratificate, peste care se aşază nisipuri în bancuri de pînă la 2 m grosime, separate de strate subţiri de marne cenuşii. Urmează apoi alt pachet de nisipuri de circa 40 m, dispuse în strate de 0,50—0,30 m, cu concreţiuni limonitice de 5—10 cm.

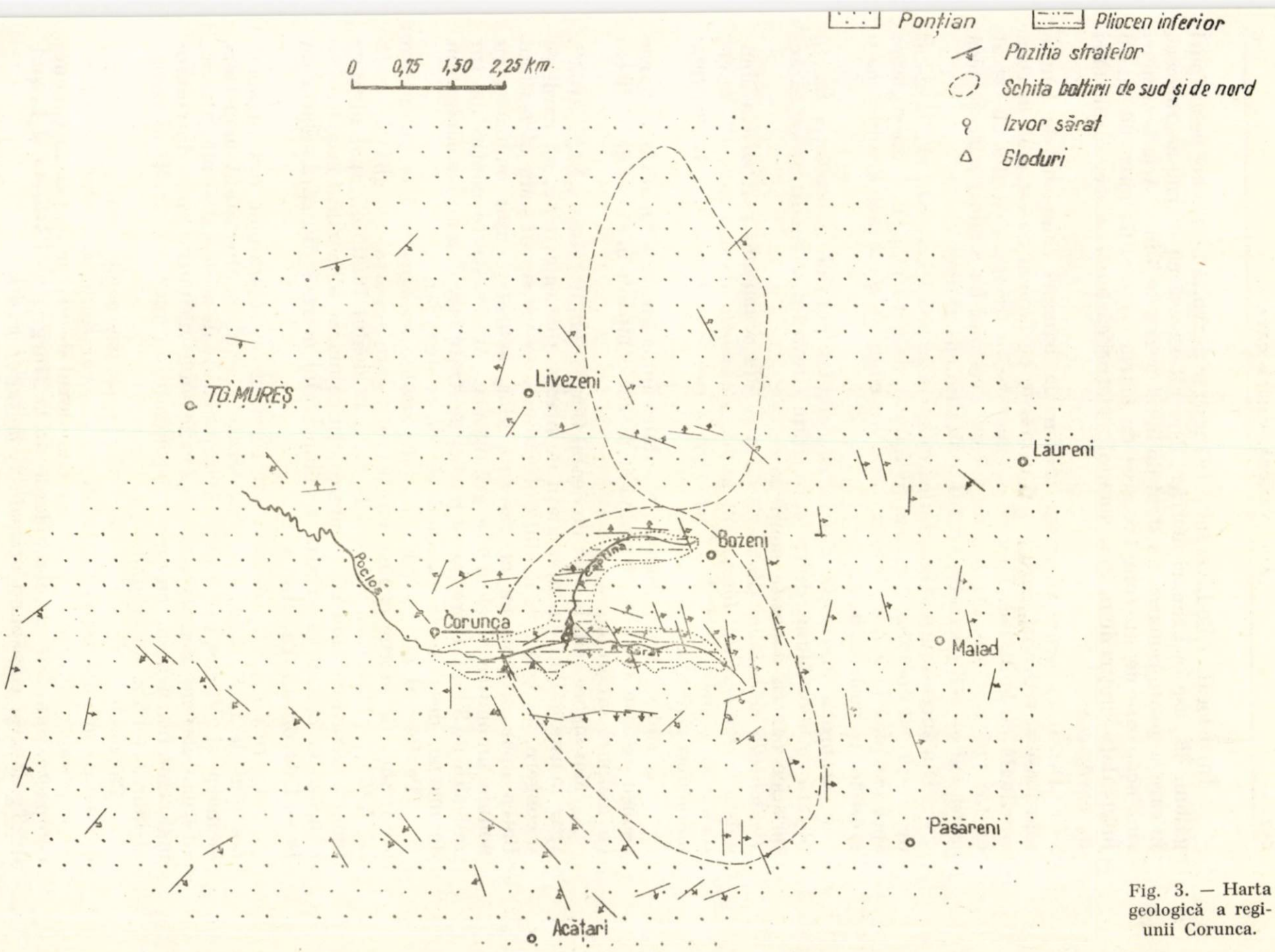


Fig. 3. — Harta geologică a regiunii Corunca.

Între localităţile Livezeni şi Ivăneşti se dezvoltă un pachet de nisipuri gălbui, dispuse în bancuri metrice, care alternează cu marne negricioase, în care se poate remarca un strat de lignit negru de 3 mm. Aceste nisipuri sînt acoperite de un complex gros de marne vinete, de circa 60 m, cu intercalaţii subţiri de nisipuri cu multe resturi cărbunoase şi cu forme mici de cardiacee.

Deasupra urmează iarăşi nisipuri în bancuri compacte cu lentile marnoase şi trovanţi, care pot fi urmărite pe flancul de est pînă în zona sinclinală de la Măiad. La partea superioară a acestora se află un strat de tuf vulcanic alb, grosier, de 4,5 cm grosime. La analiza microscopică acest tuf se comportă ca un tuf andezitic cu amfiboli.

Din succesiunea stratigrafică descrisă se poate constata că, începînd de la centrul domului Corunca, pe flancul de nord pînă la Ivăneşti, apoi spre est pînă la Măiad, este în total un complex de strate deschise pe o grosime de peste 350 m.

O probă marnoasă din acest complex conţine o asociaţie foarte bogată de microfaună, dintre care citäm cîteva forme de ostracode caracteristice pentru depozite ponţiene :
Pontoniella acuminata (Zalányi), *Pontoniella acuminata* var. *striata* Mendelstam, *Pontoniella lóczyi* (Zalányi), *Bakunella dorsoarcuata* (Zalányi), *Candona multipora* Pok., *Caspiocypris candida* (Livental), *Amplocypris pannonica* Zalányi.

La sud de Pîrîul Sărat, în culmea împădurită, s-au întîlnit marne cenuşii şistoase, friabile, alternînd cu marne compacte în strate de 5–10 cm cu nisipuri subordonate.

Mai înspre sud, la vest de dealul Ciurgăului, în şanţul „Nagy Arok", apar marne gălbui cu intercalaţii de marne albe calcaroase, cu cardiace şi congerii, iar la est de dealul Ciurgăului şi pe versantul sudic al dealului Baţca apar nisipuri cu eflorescenţe albe, suprafeţe uşor ondulate, cu nodule limonitice şi elemente grăunţoase. Aceste strate conţin un tuf andezitic de 3 mm. Întreg acest pachet de strate zace deasupra complexului de marne, deschise în cărămidăria de la Murgeşti.

Pe flancul de vest, la apus de localitatea Corunca, se observă o alternanţă de marne cenuşii cu nisipuri, care suportă o argilă loessoidă cu *Helix* şi *Planorbis*, iar mai la vest, în dealul Budiului, apar nisipuri fine cu resturi cărbunoase şi intercalaţii de marne albe calcaroase, care se situează la partea superioară a complexului marnos din cărămidăria de la sud de oraşul Tg.-Mureş.

În rezumat, succesiunea stratigrafică a depozitelor din regiunea domului de la Corunca se caracterizează printr-o alternanţă monotonă de marne şi nisipuri, care uneori prezintă strate de aceeaşi grosime ; alteori, alternanţele sînt mai subţiri. În zonele unde nisipurile au o dezvoltare mai mare, marnele sînt cu totul subordonate, iar unde se dezvoltă marnele, nisipurile au un rol secundar.

Pachetele mari de nisipuri de la partea superioară a profilului, dezvoltate mai ales pe versantul de răsărit, corespund *orizontului nisipurilor superioare* ale ponţianului, iar complexul de marne dispus în bancuri compacte, cum sînt în deschiderile de la Murgeşti — Păsăreni şi la sud de Tg.-Mureş, corespund *orizontului marnelor medii*.

Prezenței marnelor medii se datorează fenomenul de alunecări de teren care se constată în partea de vest-nord-vest a domului, unde se văd o serie de movile mari, izolate, rămășițe ale unor vechi pornituri.

Văile mai largi ale pîraelor ce formează afluenții Mureșului sînt acoperite cu nămoluri și argile nisipoase, depuneri aluvionare noi.

II. TECTONICA

Între formele morfologice care apar în regiune, rolul cel mai important îl au formele tectonice, așa-numitele forme structurale. Domul Corunca este bine indicat de astfel de forme de relief. Deosebit de aceasta, dacă se ia în considerare și direcția cursului pîrîului Căpîlna, atunci forma generală a domului poate fi regăsită cu ușurință.

Flancul de nord, mai bine zis jumătatea de nord a domului, este bine desenat prin aliniamentele de cote care formează culmea înșiruită între localitățile Bozeni și Corunca. E bine știut că, în cazul cînd proeminențele mai caracteristice ale reliefului sînt în legătură cu forme structurale morfologice, cum este cazul dealului cu pădurea Dărab și Groapa Nemților, aceasta este un indiciu sigur că formele proeminente reprezintă și forma tectonică dominantă. Această formă a fost confirmată de măsurătorile geologice, de geofizică și verificată de lucrările de explorare prin foraj.

În flancul de nord, stratele prezintă înclinări de 2—3—4° spre nord—nord-est și nord-vest.

Flancul de sud este indicat de dealul Ciurgăului și dealul Bațca, în care stratele prezintă înclinări de 2—5° spre sud-vest, sud și sud-est.

Flancul de est. La nord-est de Pîrîul Sărat, între dealul Kincses și pădurea Dărab, ivirile altimetrice ale unui strat subțire de tuf vulcanic sînt următoarele:

— sud de pădurea Dărab, de cota 494 . . . alt. 460 m;
— mai spre est circa 500 m . . . . . alt. 457 m;
— nord de dealul Kincses . . . . . alt. 455 m.

Denivelările dintre cotele ivirilor indică o cădere a stratelor în direcția est-nord-est, verificată de măsurătorile geologice care dau valori de 3—4° spre est-nord-est.

În dealul Ciurgăului, nord de Acățari, și în dealul Bațca, nord de Păsăreni, ivirile aceluiași strat de tuf au următoarele valori altimetrice:

— în dealul Ciurgăului (sud de cota 460). . alt. 440 m;
— în drumul ce coboară de pe dealul Ciurgăului . . . . . alt. 438 m;
— sud de cota 434 din dealul Bațca . . alt. 420 m;
— în colțul de est al viilor de la Păsăreni . . . . . alt. 375 m.

Denivelările dintre cotele altimetrice ale ivirilor de tuf indică o cădere a stratelor în direcția sud-sud-est, verificată de măsurătorile geologice care dau valori de 2—3—4° spre sud-est.

Între dealurile Kincses și Bațca, pe versantul de est al dealului Vațman, căderea stratelor este de 3—4° în direcția est.

Flancul de vest. Căderea stratelor pe acest flanc este de 3—5°, care se menţine cu mici variaţii şi în zona dintre localităţile Crăciuneşti, Budiul Mic, pînă la sud de Tg.-Mureş.

În felul acesta, la est de localitatea Corunca stratele descriu un dom cu orientarea preferenţială NV—SE, prezentînd pe direcţia de dezvoltare o ridicare axială, determinată prin sonda de explorare nr. 6. Stratele se afundă periclinal atît la nord, cît şi la sud, închidere probată de măsurătorile geologice de suprafaţă.

GEOLOGIA DE ADÎNCIME

I. STRATIGRAFIA

Sedimentele întîlnite în sondele de cercetare forate pe domul Corunca aparţin : *pliocenului*, *sarmaţianului*, *buglovianului* şi *tortonianului*. Limitele geologice dintre aceste formaţiuni sînt 150 m pliocen inferior / sarmaţian ; 1 300 m sarmaţian / buglovian ; 1 700 m buglovian/tortonian.

Profilul stratigrafic de la figura 4 conţine succesiunea stratelor deschise prin foraj pînă la adîncimea maximă de 3 300 m, grupate pe formaţiuni. Pînă la adîncimea atinsă sarea nu a fost interceptată.

1. *Pliocenul* are o grosime de circa 150—200 m şi este reprezentat prin marne şi argile cu intercalaţii de nisipuri. În pliocen nu s-au executat probe pentru conţinut.

2. *Sarmaţianul* este constituit dintr-o alternanţă de marne şi nisipuri cu intercalaţii de gresii subţiri. Din corelarea profilelor s-a constatat că în partea inferioară a sarmaţianului există o importantă variaţie de facies litologic, stratele nisipoase trecînd treptat, de la est la vest, în marne nisipoase, apoi în marne compacte, în timp ce la poarta superioară se remarcă o uniformitate sedimentară. Au o grosime, în partea de sud, de 1 200 m.

S-a mai constatat că în partea de nord, sarmaţianul este dispus discordant şi transgresiv peste buglovian şi are o grosime cuprinsă între 1 000 şi 1 300 m. Tot în partea nordică, sarmaţianul este dipus monoclinal, cu stratele înclinate spre est, ceea ce explică faptul că la nord această formaţiune nu conţine strate colectoare.

Vîrsta sarmaţiană a fost determinată pe baza următoarei asociaţii de microfaună : *Sphaeridia papillata* Heron-Allen-Earland, *Bolivina danvillensis* Howe şi Wallace, *Bolivina antiqua* d'Orb., *Nonion granosum* (d'Orb.), *Triloculina oblonga* (Montagu).

Această microfaună e caracteristică pentru sarmaţianul inferior (volhinian), ceea ce indică transgresiunea pliocenului peste sarmaţianul inferior.

3. *Buglovianul* este reprezentat printr-o alternanţă de pachete nisipoase şi marnoase, subordonat apărînd şi intercalaţii de gresii subţiri.

Buglovianul are o grosime de circa 300 m în partea de sud şi aproximativ 270—550 m în partea de nord. Această variaţie de grosime se datorează eroziunii părţii superioare a formaţiunii, fenomen semnalat mai ales în zona centrală şi pe flancul de vest al structurii.

Vîrsta buglovianului a fost determinată pe baza următoarei microfaune : *Cibicides lobatulus* (Walker şi Jacob) erupţie, *Quinqueloculina subrotunda* (Montagu), *Triloculina trigonula* (Montagu).

4. *Tortonianul* este alcătuit din nisipuri compacte puternic micacee cu dese intercalaţii de gresii dure. Nisipurile conţin intercalaţii de marne argiloase, parţial nisipoase, cu numeroase resturi cărbunoase.

Din punct de vedere litologic se disting în cadrul tortonianului două mari complexe de strate : unul la partea superioară, în care domina nisipurile, şi altul la partea inferioară, care este predominant marnos şi care constituie zona marnoasă de deasupra sării.

A fost deschis pe grosime de 1 700 m, fără a se intercepta sarea ; vîrsta tortoniană a fost atribuită pe baza următoarei microfaune : *Bulimina pupoides* d'Orb., *Bulimina elongata* d'Orb., *Cassidulina crassa* d'Orb., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Spirialis subtarchanensis* (Jijcenko).

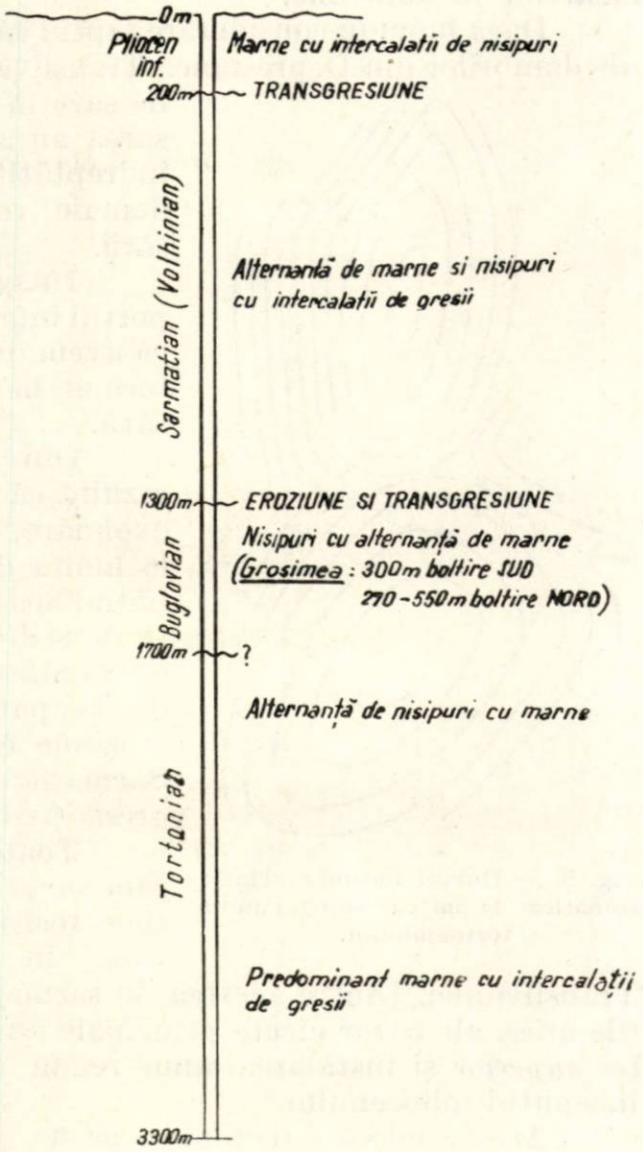


Fig. 4.—Profil schematic de adîncime în domul Corunca.

II. TECTONICA

Hărţile structurale construite la diferite nivele redau imaginea de adîncime a domului Corunca, care se prezintă sub forma a două boltiri : *boltirea majoră de sud* şi *boltirea de nord*, ambele alungite pe direcţia preferenţială NV-SE (fig. 5).

În timp ce înclinările stratelor la suprafaţă sînt de 2—3—4°, în adîncime sînt cuprinse între 4 şi 10° pe boltirea de sud şi de 7—15° pe boltirea de nord.

Boltirea de sud corespunde cu structura de suprafaţă, iar cea de nord a fost semnalată de prospecţiunea seismică prin seismosondaje, care a indicat un anticlinal cu orientarea nord — sud în dreptul localităţii Ivăneşti. Lucrările de explorare în extindere au conturat această boltire.

Boltirea de sud prezintă în adîncime o uşoară *asimetrie*, planul axial al acesteia deplasîndu-se treptat spre sud-est, de sus în jos. Astfel, pentru complexele colectoare superioare zona de apex se situează la est de izvorul

sărat, iar de la adîncimea de 1 216 m în jos aceasta apare cu 1,2 km mai la sud-est. Zona de apex este mai largă la partea superioară a profilului, dar ea se îngustează la partea inferioară din cauza creşterii înclinării stratelor în adîncime.

Dacă luăm în considerare faptul că condiţiile de formare şi dezvoltare ale domurilor din Depresiunea Transilvaniei sînt date de prezenţa stratelor de sare în adîncime, cu toate că la *Corunca* sarea nu a fost interceptată, totuşi sîntem îndreptăţiţi a afirma ca amîndouă boltirile domale reprezintă structura de deasupra sării.

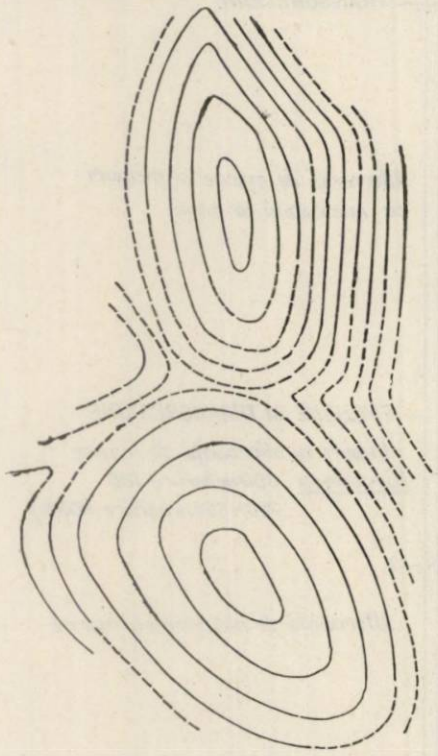


Fig. 5. — Domul Corunca. Harta izobatică la partea superioară a tortonianului.

Imaginea boltirilor de la Corunca şi raportul între lăţimea şi lungimea lor dovedesc că avem de-a face cu un tip structural domal, format în urma proceselor de tectonică a sării.

Din paralelizarea diagrafiilor electrice rezultă că la boltirea de nord a avut loc o exondare, apoi o eroziune bine evidenţiată la limita dintre sarmaţian şi buglovian. Amplitudinea acesteia este de circa 200 m. Înainte de sedimentarea sarmaţianului a avut loc o exondare, apoi o eroziune a complexului de la partea superioară a buglovianului, eroziune care s-a produs de la est la vest. Sarmaţianul s-a depus discordant şi transgresiv peste buglovian.

Toate aceste fenomene nu le considerăm surprinzătoare, ele se datorează mişcărilor tectonice care au jucat un rol important în geneza şi dezvoltarea Bazinului Transilvaniei. Dintre acestea, în sarmaţianul mediu se fac simţite mişcările *atice*, ale căror efecte principale au fost retragerea apelor *sarmaţianului superior* şi instalarea unui regim continental care a durat pînă la începutul pliocenului.

Aceste mişcări tectonice, pe de o parte, apoi prezenţa stratelor de sare în adîncime şi structura ei, pe de altă parte, au contribuit la formarea unei structuri complicate la Corunca, unde avem de-a face cu un dom normal la sud, iar la nord cu tortonianul şi buglovianul în formă de dom şi sarmaţianul şi pliocenul inferior sub formă de monoclin.

CONCLUZII

Din punct de vedere *stratigrafic* au fost puse în evidenţă, prin cercetări de suprafaţă, depozite ponţiene şi pliocene inferioare, a căror vîrstă a fost determinată pe bază de fosile şi de microfaună.

Coloana stratigrafică de suprafaţă a fost completată cu date obţinute din profilul de adîncime pînă la 3 300 m, grupat pe următoarele formaţiuni geologice : *pliocen inferior*, *sarmaţian*, *buglovian* şi *tortonian*. Vîrsta fiecărei

formațiuni a fost determinată pe bază de analize micropaleontologice.

Din punct de vedere *tectonic* au fost determinate două boltiri : una de *sud*, care corespunde cu boltirea pusă în evidență prin cartări de suprafață, și alta de *nord*, rezultată din lucrări de explorare în extindere și conturare.

Amîndouă aceste boltiri sînt de tip structural domal, formate în urma proceselor de tectonică a sării. Cu toată transgresiunea și eroziunea dintre sarmațian și buglovian, aceste boltiri formează structuri favorabile pentru acumulare de gaze.

Domul *Corunca* reprezintă una dintre cele mai importante structuri gazeifere din Bazinul Transilvaniei. Condițiile de protecție a zăcămîntului sînt asigurate prin sinclinalul protector care împrejmuiește domul și prin complexele de marne compacte din acoperiș și dintre orizonturi.

GÉOLOGIE DE LA RÉGION CORUNCA

RÉSUMÉ

Au point de vue stratigraphique, ont été mis en évidence des dépôts pontiens ou appartenant au Pliocène inférieur, détermines à l'aide des fossiles et de la microfaune. La colonne stratigraphique a été complétée par des détails obtenus d'un forage de 3300 m profondeur. On a séparé le Pliocène inférieur, le Sarmatien, le Buglovien et le Tortonien, dont l'âge a été établi par des analyses micropaléontologiques.

Au point de vue tectonique, ont été identifiées deux voûtes : l'une au Sud, qui correspond à la voûte mise en évidence, également, par de recherches de surface, et une autre au Nord, séparée à l'aide des travaux d'exploitation.

Les deux voûtes appartiennent au type structural dômal, formé à la suite des processus de la tectonique du sol.

Malgré l'existence de la transgression et de l'érosion entre le Sarmatien et le Buglovien, ces deux voûtes sont des structures favorables pour l'accumulation du gaz.

Le dôme Corunca représente l'une des plus importantes structures gazéifères du bassin de la Transylvanie, les conditions de protection étant assurées par le synclinal protecteur qui entoure le dôme et par les complexes de marnes compactes se trouvant au toit et, également, entre les horizons gazéifères.

BIBLIOGRAFIE

Herbich Fr., (1878), *Das Széklerland*, Mitt. Jahrb. K. ung. geol. A., Budapesta, V, 2.

Koch A. (1900), *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesteile II. Neogene Abteilung*, Ung. geol. Gesellsch., Budapesta.

Böckh H. (1913), *Zusammenfassender Bericht über die Ergebnisse der in den Jahren 1911—1912 durchgeführten Untersuchungen des Erdgasvorkommens des Siebenbürgschen, Beckens*, Ung. Finanzministerium, Budapesta.

Primit în redacție la 2 decembrie 1970

Academia Republicii Socialiste România
Centrala industrială a gazului metan, Mediaș

DIRECȚII DE PALEOCURENȚI ÎN DEPOZITELE SENONIENE DIN REGIUNEA HAȚEGULUI (CARPAȚII MERIDIONALI) *

GR. POP

55 (05)

Principalele iviri de depozite senoniene marine din regiunea Hațegului sînt limitate la două sectoare : unul estic, între Băești și Ponor, și altul vestic, în împrejurimile localităților Stei și Răchitova (fig. 1.).

Prezența depozitelor senoniene în această regiune a fost semnalată încă din a doua jumătate a secolului trecut. Cu toate acestea, ele n-au format, pînă în prezent, obiectul unor studii de detaliu privind vîrsta și natura lor litologică.

Printre lucrările care tratează anumite aspecte stratigrafice și litologice ale depozitelor senoniene se numără acelea ale lui N o p c s a (1897, 1905), L a u f e r (1925) și M a m u l e a (1953*a* și 1953*b*). Cercetările geologice mai recente au adus unele contribuții la cunoașterea stratigrafiei și litologiei acestor depozite, consemnate în cîteva rapoarte geologice.

Studiul litologiei și stratonomiei complexelor sedimentare senoniene a dezvăluit aspecte deosebit de interesante privind configurația paleogeografică a regiunii Hațegului în timpul senonianului. Aceste date par să fie cu atît mai prețioase cu cît, în partea internă a Carpaților Meridionali (unitatea supragetică, domeniul getic), depozitele cretacic superioare apar doar în cîteva sectoare, cu suprafețe mici și distanțate între ele, ceea ce face dificilă abordarea unor probleme de paleogeografie și de paleotectonică.

În această notă ne-am propus să analizăm, îndeosebi, direcțiile de paleocurenți din depozitele senoniene și, pe această bază, să apreciem cadrul paleogeografic în care a avut loc formarea diferitelor tipuri de sedimente și semnificația lor paleotectonică.

---

* Această notă a fost prezentată la sesiunea științifică a Institutului de geologie și geografie al Academiei R. S. România, din mai 1969.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 1, p. 169–187, București, 1971

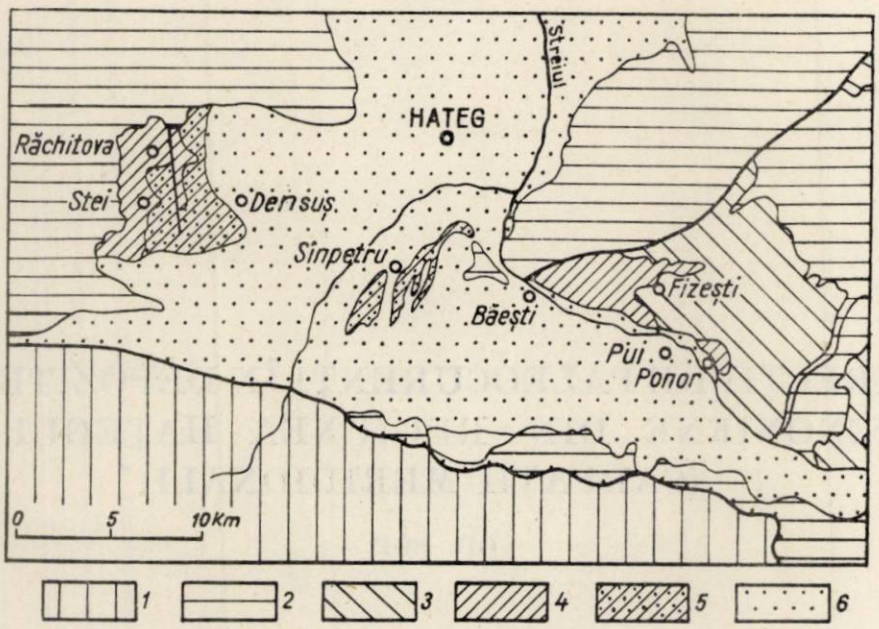


Fig. 1. — Schița răspîndirii depozitelor senoniene din regiunea Hațegului.

1, Domeniul danubian (autohton); *2*, roci cristalofiliene de tip getic (gnaise, micașisturi, cuarțite etc.); *3*, depozite sedimentare presenoniene; *4*, depozitele senoniene marine (complexele marno-grezos și de fliș); *5*, depozite molasice continentale, probabil maestrichtian superioare; *6*, depozite terțiare.

SUCCESIUNEA LITOLOGICĂ

Depozitele senoniene marine din regiunea Hațegului sînt formate, predominant, din roci detritice care au fost grupate în diferite orizonturi litologice. În urma cercetărilor recent efectuate în această regiune am constatat faptul că depozitele senoniene formează, în ansamblu, două complexe litologice distincte : unul inferior marnos, arenitic și altul superior sub facies de fliș (fig. 2).

Complexul inferior (flișul marnos, Laufer, 1925), de circa 200 m grosime, se dispune în mod transgresiv și discordant peste depozitele sedimentare mai vechi și peste fundamentul cristalin. Acest fapt este mai evident în sectorul vestic (Stei — Răchitova), unde complexul inferior se așază direct peste rocile cristalofiliene.

Complexul marnos-grezos este constituit dintr-o gamă largă de roci în care există toți termenii de tranziție între marne, argile și arenite cuarțitice. Începînd de la partea inferioară, spre partea lui superioară, se constată, în general, o trecere treptată de la arenite micacee pînă la marne și argile marnoase, concomitent avînd loc și o diminuare progresivă a grosimii stratelor și a dimensiunilor granulelor detritice.

Arenitele de la partea inferioară a acestui complex, cunoscute și sub numele de „gresia de Fizești" (Nopcsa, 1897), sînt formate din elemente detritice de cuarț, muscovit și, rareori, feldspați, cuprinse într-o matrice marnoasă și argiloasă, și se dispun, de obicei, în strate subțiri (0,20 m) și sub formă de plăci. În aceste arenite se întîlnesc numeroase fragmente de cochilii de inocerami care au făcut pe unii autori să le denumească „gresii cu inocerami". Ele predomină în partea inferioară a complexului marnos unde prezintă și anumite variații locale de facies. Astfel, începînd din sectorul dealului Muchea, unde aceste roci au dezvoltarea cea mai mare, spre

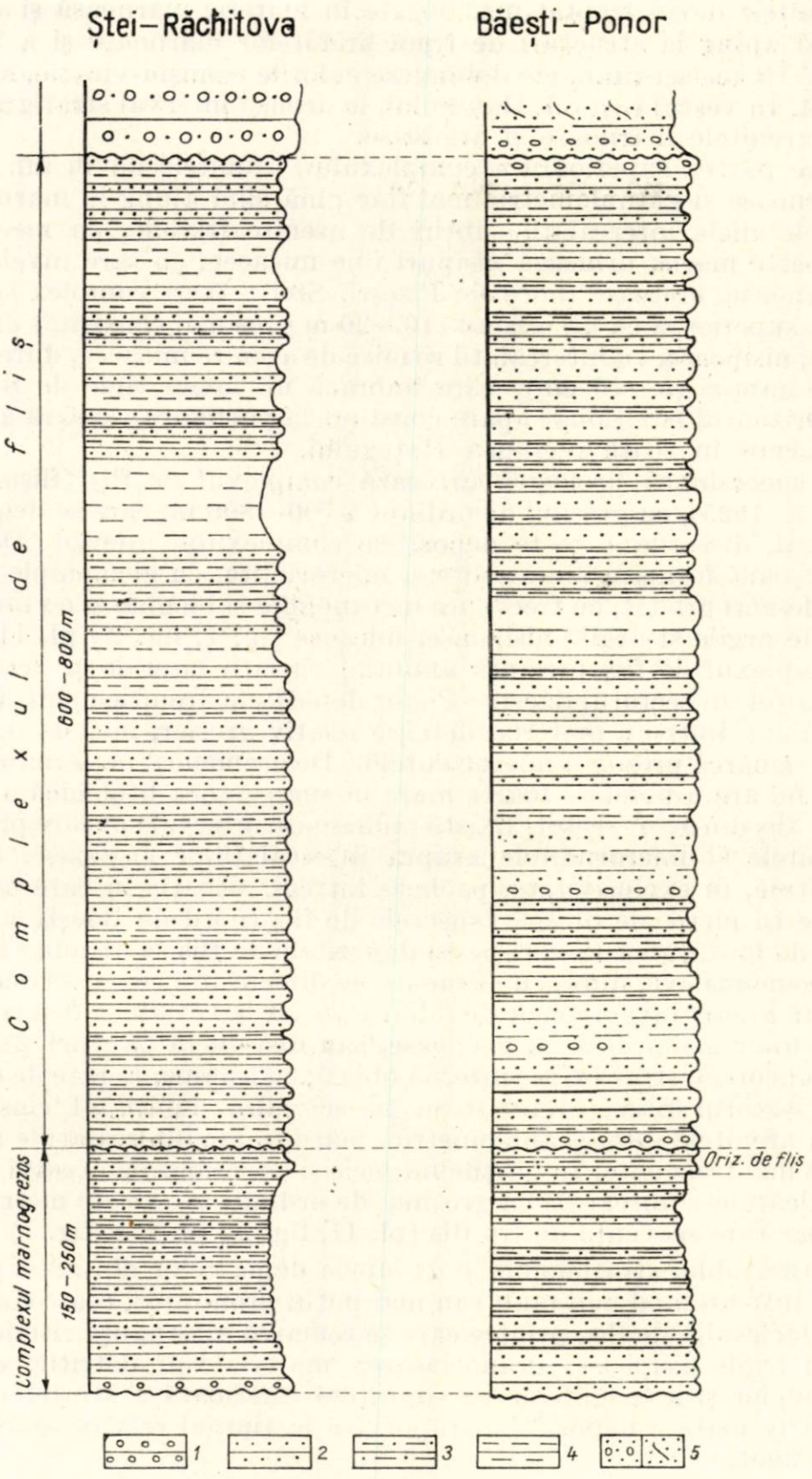


Fig. 2. — Succesiunea litologică în cadrul depozitelor senoniene.

1, Conglomerate; *2*, gresii și nisipuri; *3*, marne argiloase nisipoase; *4*, argile nisipoase și siltitice; *5*, conglomerate poligene, gresii, nisipuri și argile nisipoase de natură continentală.

sud, arenitele devin treptat mai bogate în materie marnoasă şi argiloasă, pînă cînd ajung la structuri de tipul arenitelor marnoase şi a marnelor arenitice. În acelaşi timp, ele dobîndesc culorile cenuşiu-vineţie, albicioasă şi roşcată. În vestul regiunii Haţegului, la acelaşi interval stratigrafic, predomină arenitele marnoase şi argiloase.

Spre partea superioară a complexului, arenitele devin din ce în ce mai marnoase şi granulometric mai fine pînă cînd ajung la marne albe şi cenuşii cu unele intercalaţii subţiri de arenite friabile, cu mecanoglife. Uneori peste marne urmează nisipuri fine micacee, cu rare nivele de calcare marnoase, cretoase (nord de Fizeşti, Stei). Acest complex se încheie la partea superioară cu un orizont (10—20 m grosime) constituit din marne argiloase, nisipoase, cu intercalaţii ritmice de arenite micacee, dure, dispuse în strate subţiri (5—10 cm), care îmbracă un facies tipic de fliş (pl. I, fig. 1). Orizontul menţionat apare constant la partea superioară a complexului marnos în toată regiunea Haţegului.

În succesiunea litologică urmează complexul de fliş (flişul grezos, L a u f e r, 1925), cu grosimi de ordinul a 700—800 m, care se dispune, cel puţin local, discordant peste depozitele complexului inferior. Depozitele de tip fliş sînt formate din arenite şi microrudite, cu elementele detritice dispuse deseori gradat, cu frecvente mecanoglife şi bioglife şi cu intercalaţii ritmice de argile şi argile nisipoase, micacee (pl. I, fig. 2 ; pl. II, fig. 1).

Complexul de fliş prezintă anumite variaţii laterale şi verticale de facies. Astfel, în sectorul Băeşti—Ponor depozitele arenitice sînt alcătuite, în ansamblu, dintr-un material detritic relativ grosier, încît la mai multe nivele se remarcă prezenţa microruditelor. De asemenea, materialul detritic de acest fel are o pondere foarte mare în succesiunea litologică a complexului de fliş din acest sector. Există numeroase intervale în care predomină net arenitele şi microruditele asupra intercalaţiilor argiloase, ajungînd să constituie, în exclusivitate, pachete întregi, situaţie în care depozitele senoniene îşi pierd, de obicei, aspectele de fliş (nord de Băeşti şi Galaţi). La nord de localitatea Ponor, peste depozitele de fliş se dispun conglomerate poligene masive, dure, cu elemente de dimensiuni centimetrice printre, care există hipuriţi şi acteonele de talie mare, iar la Livadia a fost remarcată prezenţa unor gresii masive, nisipoase, sau dispuse în bancuri de diferite grosimi, uneori cu stratificaţie internă oblică, cu fragmente rare de echinide.

În sectorul Stei — Răchitova, în schimb, materialul clastic care formează arenitele este, granulometric, mai fin, iar intercalaţiile argiloase sînt mult mai frecvente. În părţile mijlocie şi superioară a acestui complex argilele alcătuiesc intervale cu grosimi de ordinul zecilor de metri, în care există doar rare secvenţe de tip fliş (pl. II, fig. 2 ; pl. III, fig. 1).

În ansamblu, stratonomia şi grosimea depozitelor din acest complex prezintă, într-un mod mai mult sau mai puţin pronunţat, toate caracterele specifice faciesului de fliş, printre care se remarcă alternanţa ritmică dintre arenite şi argile nisipoase, granoclasarea materialului detritic, existenţa mecanoglifelor şi a bioglifelor pe suprafaţa inferioară a stratelor şi grosimea foarte mare a depozitelor, raportată la timpul relativ scurt în care s-au sedimentat.

Variaţiilor litologice, evident, le corespund şi anumite aspecte stratonomice. Astfel, grosimea stratelor dispuse succesiv se păstrează oarecum constantă numai în intervalele în care arenitele şi lutitele alter-

Fig. 1. — Secvență tipică de fliș în orizontul de fliș al complexului marno-grezos. Nord de Băești.

Fig. 2. — Alternanță ritmică de arenite și lutite în partea superioară a complexului de fliș. Nord-vest de Ponor.

Fig. 1. — Depozite de tip fliș. Complexul de fliș. Nord-vest de Ponor.

Fig. 2. — Argile siltitice cu secvențe de tip fliș de la partea superioară a complexului de fliș. Stei.

PLANȘA III

Fig. 1. — Argile siltitice cu secvențe de tip fliș. Partea superioară a complexului de fliș. Stei.

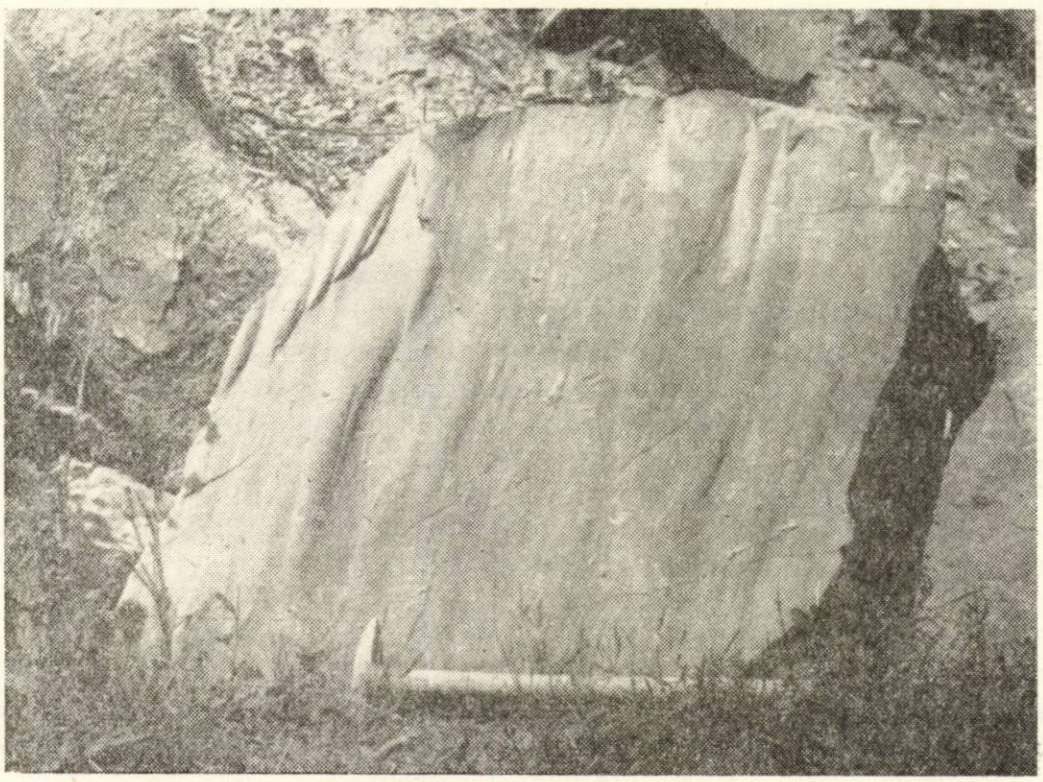


Fig. 2. — Turboglife de tip *flute-casts*. Partea inferioară a complexului de fliș. Valea Fizeștilor.

nează ritmic. Deşi grosimile medii ale stratelor de arenite prezintă valori în jur de 0,30 m, se constată totuşi unele variaţii sistematice de la un interval la altul, în funcţie de ponderea pe care o are materialul arenitic sau lutitic. În secvenţele în care arenitele au grosimi mai mari, intercalaţiile de lutite au grosimi foarte mici, în medie, de cîţiva centimetri, iar în intervalele cu material lutitic mai abundent arenitele au grosimi mai mici şi constante. Variaţii însemnate ale grosimii stratelor se întîlnesc în cazul pachetelor de arenite şi microrudite lipsite de intercalaţii argiloase, manifestate prin schimbarea bruscă a grosimilor unor strate succesive sau prin apariţia arenitelor masive, şi în cazul argilelor vineţii, a căror grosimi pot să atingă cîteva zeci de metri (Stei — Răchitova). Aceste relaţii arată o compensare stratonomică comună depozitelor formaţiunii de fliş. Arenitele cu astfel de aspecte stratonomice (cu grosimi) mari nu prezintă, de obicei, o granoclasare a materialului clastic şi sînt lipsite de mecanoglife pe feţele inferioare ale stratelor.

Comparînd litologia şi stratonomia depozitelor din complexul de fliş din cele două sectoare ale regiunii Haţegului se constată faptul că, în ansamblu, depozitele din sectorul Băeşti — Ponor prezintă faciesul unui fliş proximal, iar cele din sectorul Stei — Răchitova îmbracă faciesul unui fliş distal.

Complexul de fliş este acoperit, la rîndul lui, în mod discordant, de depozite fluvio-lacustre, cu grosimi mari, reprezentate prin nisipuri şi argile nisipoase de culoare roşcată, verzuie sau cenuşie (Sînpetru) şi prin conglomerate poligene, adeseori masive (Densuş), atribuite danianului (Nopcsa, 1899), iar mai recent maestrichtianului superior (Elena Popa-Dimian şi colab., 1964).

VÎRSTA DEPOZITELOR

În lucrările referitoare la geologia regiunii Haţegului s-a admis, mult timp, orizontarea propusă de Laufer (1925), după care depozitele celor două complexe ar aparţine senonianului inferior, ele fiind acoperite de conglomerate poligene (Ponor) şi de aşa-numita „gresie de Livadia", considerate de vîrstă campaniană pe baza unor specii de echinoide întîlnite la Livadia (*Dorocydaris vesiculosa*, *Tylocydaris velifera*).

În ultimul timp, complexul marnos a fost atribuit părţii superioare a turonianului şi eventual coniacianului inferior, pe baza asemănărilor de facies cu depozitele de aceeaşi vîrstă din zona Mureşului. Aproximativ la partea mijlocie a acestui complex a fost întîlnită, recent, specia *Texanites oliveti* Blanchen [1], formă cunoscută numai în intervalul stratigrafic al santonianului inferior caracterizat de zona cu *Texanites texanus*. Prezenţa acestei specii la nivelul amintit arată posibilitatea ca partea inferioară a complexului marnos să aparţină santonianului inferior, iar partea lui superioară să corespundă santonianului superior. Asociaţiile de globotruncane observate în secţiuni subţiri dau indicaţii de vîrstă similare. Astfel, în partea inferioară a acestui complex am întîlnit *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen, *G. lapp. tricarinata* (Quereau), *G. lapp. coronata* Bolli şi

[1] Gr. Pop, L. Szasz (1969), *Santonianul din regiunea Haţegului*, manuscris.

G. cf. *fornicata* Plummer. În jumătatea superioară a complexului marnos persistă aceleași specii de globotruncane între care predomină *Globotruncana lapparenti tricarinata* și *G. lapp. lapparenti*, iar în partea lui terminală își fac apariția specii rare de *Globotruncana* cf. *calciformis* și de *G.* grupul *arca-conica*. Această din urmă asociație arată, însă, faptul că partea terminală a complexului marnos ar putea să aparțină campanianului celui mai inferior.

Există, de asemenea, date paleontologice și pentru aprecierea vîrstei complexului de fliș. În acest sens merită remarcat faptul că, în ultimile lucrări referitoare la această regiune, N o p c s a (1903 și 1905) menționează prezența speciilor *Baculites fuchsi* Rodten și *Scaphites* cf. *constrictus* Sow. (*Hoploscaphites* cf. *constrictus*) în depozitele de tip fliș de la sud de gara din Pui, pe baza cărora atribuie depozitelor respective vîrsta campanian superioară deși arată că aceste specii au afinități cu fauna maestrichtiană. Prezența speciei *Hoploscaphites* cf. *constrictus* în astfel de depozite, fapt neglijat în lucrările ulterioare, arată că nivelele superioare ale complexului de fliș pot urca în scara stratigrafică pînă în baza maestrichtianului superior, întrucît forma menționată este caracteristică maestrichtianului superior.

Din unele probe colectate de către C a m e l i a T o m e s c u [2] din marnele complexului de fliș de la nord de Ponor, Z o r e l a M u n t e a n u a determinat o bogată asociație de foraminifere din care fac parte *Abathomphalus mayaroensis* Bolli, *Globotruncana fornicata* Plummer, *G. lapp. lapparenti* Brotzen, *G. arca* Cush. etc., iar în niște probe de pe valea Lunca Ohabei, aproape de confluența acesteia cu valea Șipotelor, a constatat, printre altele, prezența speciilor *Globotruncana arca* Cush., *G. lapp. lapparenti* Brotzen, *G. fornicata* Plummer, *G. bulloides* Vogler, *Abathomphalus mayaroensis* Bolli, *Stensionia pommerania* Brotzen etc. În situația în care speciile de foraminifere au fost determinate corect, asociațiile menționate pledează, de asemenea, în favoarea existenței, în cadrul depozitelor de fliș, a părții bazale a maestrichtianului superior.

În concluzie, complexul de fliș aparține, după datele de care dispunem, campanianului, maestrichtianului inferior și probabil părții bazale a maestrichtianului superior. În această situație, depozitele arenitice de la Livadia (gresia de Livadia) ar reprezenta un facies deosebit, sincron complexului de fliș.

Depozitele continental-lacustre din regiunea Hațegului, atribuite de către N o p c s a (1899) danianului, aparțin maestrichtianului superior (E l e n a P o p a-D i m i a n și colab., 1964), întrucît fauna de dinosaurieni, determinată din acest complex, are afinități cretacice (J e l e t s k y, 1960).

DIRECȚII DE PALEOCURENȚI

Depozitele senoniene sub facies de fliș din regiunea Hațegului prezintă frecvente mecanoglife și bioglife pe suprafețele inferioare ale stratelor arenitice. Dintre mecanoglife ponderea cea mai mare o au turboglifele de

[2] C a m e l i a T o m e s c u (1965), *Raport macropaleontologic asupra colectării și determinării de faună din bazinul Hațegului* (Ohaba-Ponor), Arh. Inst. geol.

tip *flute-marks*, cu forme şi dimensiuni foarte variate (pl. III, fig. 2; pl. IV, fig. 1. şi 2; pl. V, fig. 1 şi 2; pl. VI, fig 1 şi 2), la care se asociază urme de dragare de tip *drag-marks* sau *groove-marks* (pl. VII, fig. 1), uneori cu direcţii diferite de acelea ale turboglifelor, *prod-casts*-uri şi urme de tasare (*load-casts*) (pl. VII, fig. 2). Dintre bioglife sînt frecvente figurile cunoscute sub numele de *Paleobullia* şi *Nemertites* (pl. VIII, fig. 1 şi 2).

Orientarea mecanoglifelor din aceste depozite diferă atît de la un complex la altul, cît şi de la un sector la celălalt. Astfel, mecanoglifele din orizontul de fliş de la partea superioară a complexului marnos arată, constant, direcţii de transport longitudinale ale sedimentelor, de la est către vest (fig. 3a). În timpul depunerii sedimentelor din complexul de fliş, din sectorul Băeşti — Ponor, în schimb, sensul direcţiilor paleocurenţilor era de la sud către nord şi nord-est, cu anumite dispersii către nord-vest în partea de vest a acestui sector (fig. 3b).

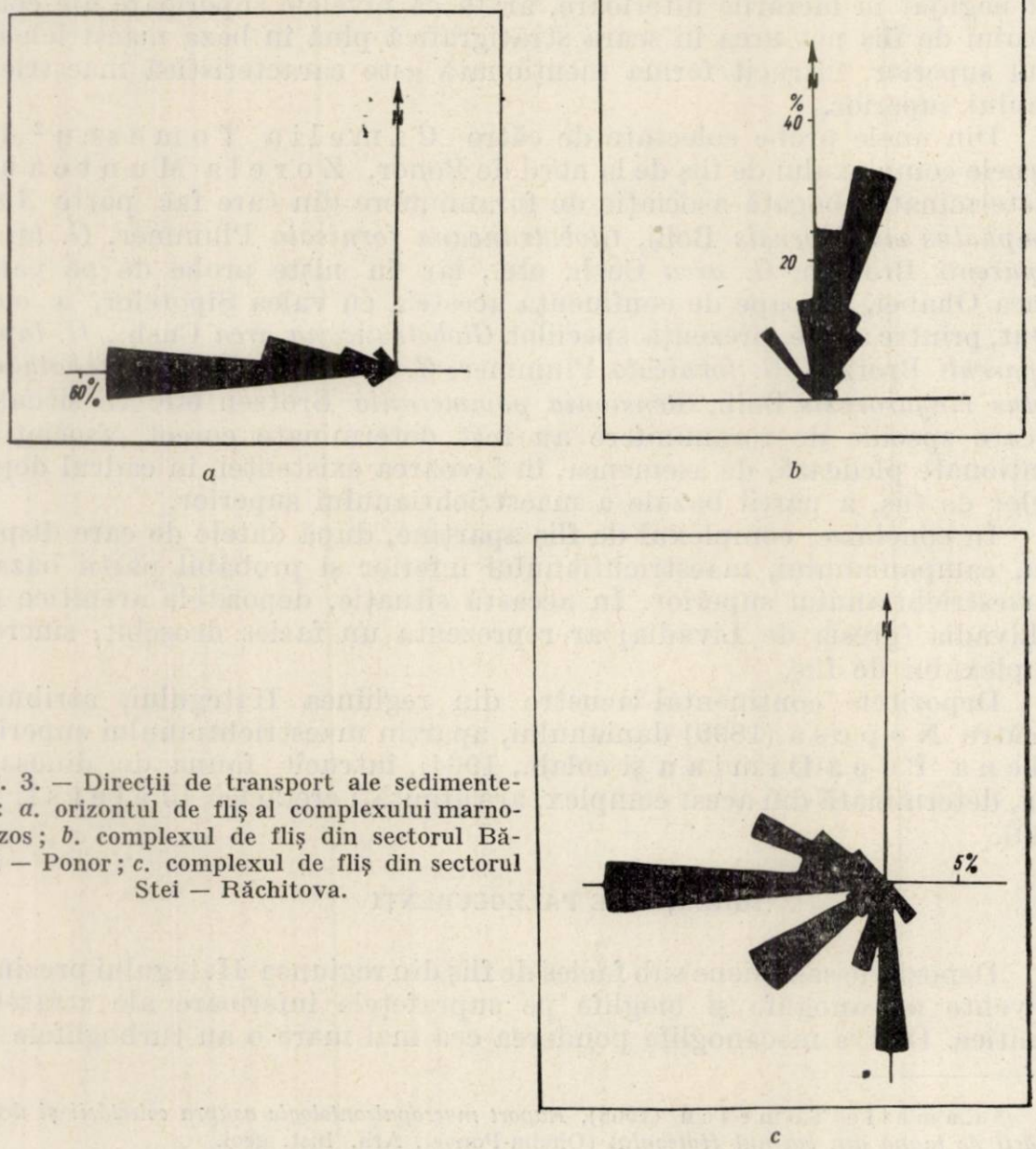


Fig. 3. — Direcţii de transport ale sedimentelor: *a*. orizontul de fliş al complexului marnogrezos; *b*. complexul de fliş din sectorul Băeşti — Ponor; *c*. complexul de fliş din sectorul Stei — Răchitova.

PLANȘA IV

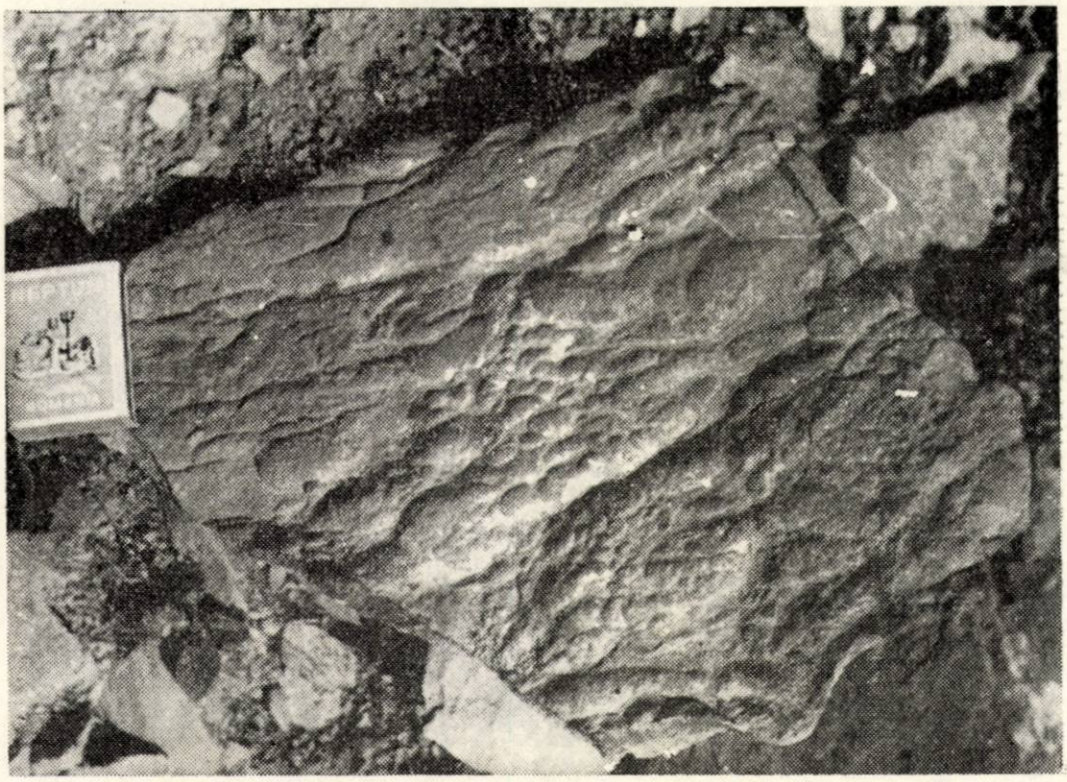


Fig. 1. — Turboglife (*flute-casts*) și urme de tasare (*load-casts*) pe fața inferioară a stratelor de arenite din orizontul de fliș. Nord de Băești.

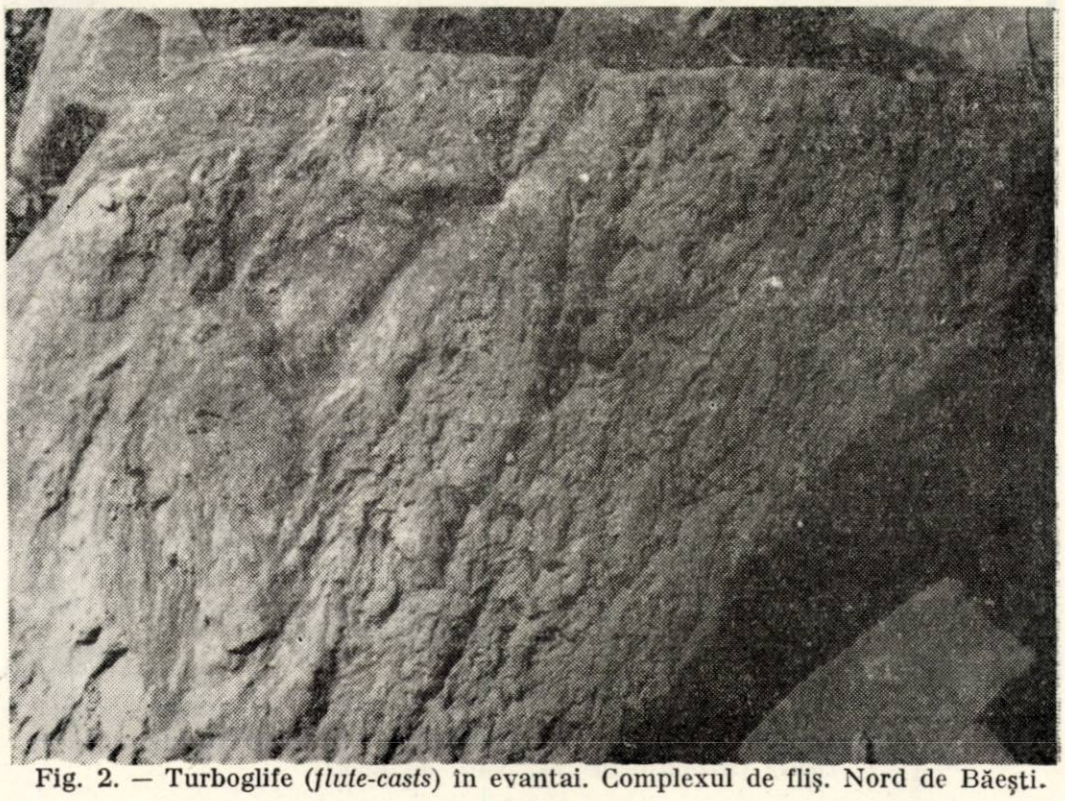


Fig. 2. — Turboglife (*flute-casts*) în evantai. Complexul de fliș. Nord de Băești.

PLANȘA V

Fig. 1. — Turboglife (*flute-casts*) pe arenitele din orizontul de fliș. Nord de Băești.

Fig. 2. — Turboglife (*flute-casts*) afectate probabil de fenomene de tasare (*load-casts*). Orizontul de fliș. Nord de Băești.

PLANȘA VI

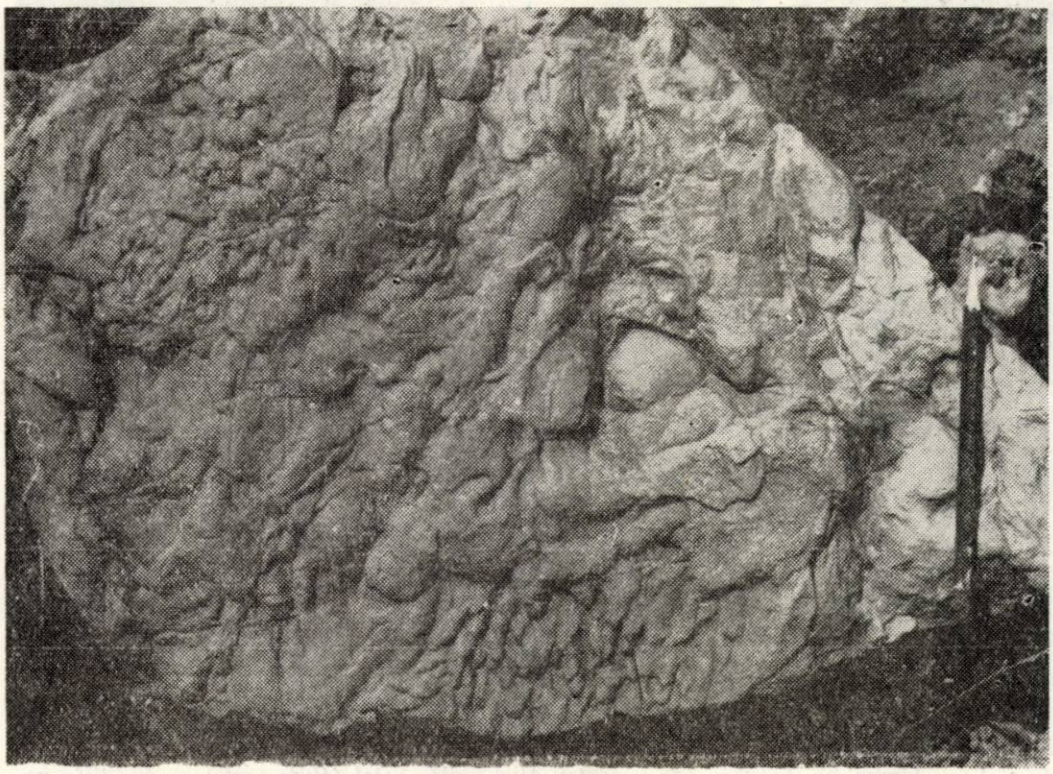


Fig. 1. — Turboglife (*flute-casts*) și urme de tasare (*load-casts*). Complexul de fliș. Stei.

Fig. 2. — Turboglife (*flute-casts*) și figuri de tasare (*load-casts*). Complexul de fliș. Stei.

PLANȘA VII

Fig. 1. — Urme de dragare (*drag-casts*), turboglife mici (*flute-casts*) și bioglife pe arenitele din partea inferioară a complexului de fliș. Stei.

Fig. 2. — Urme de tasare pe fața superioară a unui strat arenitic. Partea inferioară a complexului de fliș. Stei.

PLANȘA VIII

Fig.1. — Urme de tip *Paleodyction* și alte urme produse de organisme, suprapuse peste figuri de curenți. Partea inferioară a complexului de fliș. Stei.

Fig. 2. — *Nemertites* pe fața inferioară a unor arenite. Partea inferioară a complexului de fliș. Valea Fizeștilor.

În vestul regiunii Haţegului (Stei — Răchitova) orientarea mecanoglifelor din acelaşi complex diferă foarte mult şi prezintă totodată şi o dispersie mai mare. Din totalul de orientări măsurate în acest sector procentul cel mai mare arată un transport longitudinal, de la est către vest, urmînd apoi direcţiile de transport de la nord către sud şi de la nord-est către sud-vest. O parte mai mică dintre mecanoglife indică deplasarea sedimentelor spre nord-vest (fig. 3c).

Cîteva măsurători efectuate asupra mecanoglifelor din depozitele de tip fliş de pe versantul sudic al Munţilor Poiana Ruscăi (bazinul văii Maciova) indică un transport de sedimente către sud-vest. Interesant este, de asemenea, şi faptul că în depozitele de fliş senoniene de pe valea Oltului (Călimăneşti), foarte asemănătoare cu acelea din regiunea Haţegului, mecanoglifele arată un transport de sedimente, predominant, de la sud-vest către nord-est. În ipoteza că aceste direcţii de transport sînt dominante în tot complexul de fliş senonian din sectorul Olăneşti, se poate admite faptul că şanţul geosinclinal din regiunea Haţegului se prelungea pînă în acest sector printr-o arcuire conformă cu aceea a structurilor majore din zona Carpaţilor Meridionali centrali.

SURSA MATERIALULUI DETRITIC

Orientarea direcţiilor de paleocurenţi din depozitele senoniene din regiunea Haţegului ilustrează existenţa mai multor arii sursă care furnizau materialul detritic depus în şanţul geosinclinal. Sedimentele clastice din care s-au format arenitele orizontului de fliş de la partea superioară a complexului marnos grezos provin dintr-o regiune estică, în urma unui transport longitudinal. După aspectele petrografice ale arenitelor se poate presupune că ariile furnizoare, afectate de eroziune, erau constituite din şisturi cristaline mezo-catazonale de tip getic.

Ariile principale din care provine materialul detritic al complexului de fliş din această regiune erau situate, în parte, în zonele pragurilor care mărgineau şanţul geosinclinal senonian. În sectorul estic (Băeşti — Ponor), sedimentele detritice proveneau dintr-o arie apropiată, situată mai la sud, unde eroziunea afecta roci cristalofiliene de tip getic. Acest fapt este confirmat şi de natura petrografică a elementelor detritice din unele intercalaţii ruditice (fragmente de gnaise şi micaşisturi), de cantitatea foarte mare de muscovit din sedimente şi de caracterul grosier al materialului detritic. Orientarea transversală constantă a direcţiilor de transport în toate depozitele de fliş ale acestui complex denotă o arie de aport foarte activă, care a furnizat cea mai mare parte a materialului clastic.

În vestul regiunii Haţegului, orientarea mecanoglifelor şi natura litostratonomică a depozitelor ilustrează un transport, predominant longitudinal, al unor sedimente detritice mai fine. Direcţiile dinspre nord spre sud şi spre sud-vest, deşi se pot datora parţial unor dispersii locale cauzate de relieful submarin, denotă totuşi o arie sursă situată în nord, pe cuprinsul Masivului Poiana Ruscăi şi prelungirea acestuia spre est.

Pe baza datelor sedimentologice şi petrografice prezentate se poate admite faptul că o parte din ariile sursă a sedimentelor detritice erau situate în nordul şi sudul şanţului geosinclinal senonian, în zonele pragurilor

geosinclinale, și erau constituite predominant din roci cristalofiliene de tip getic (fig. 4).

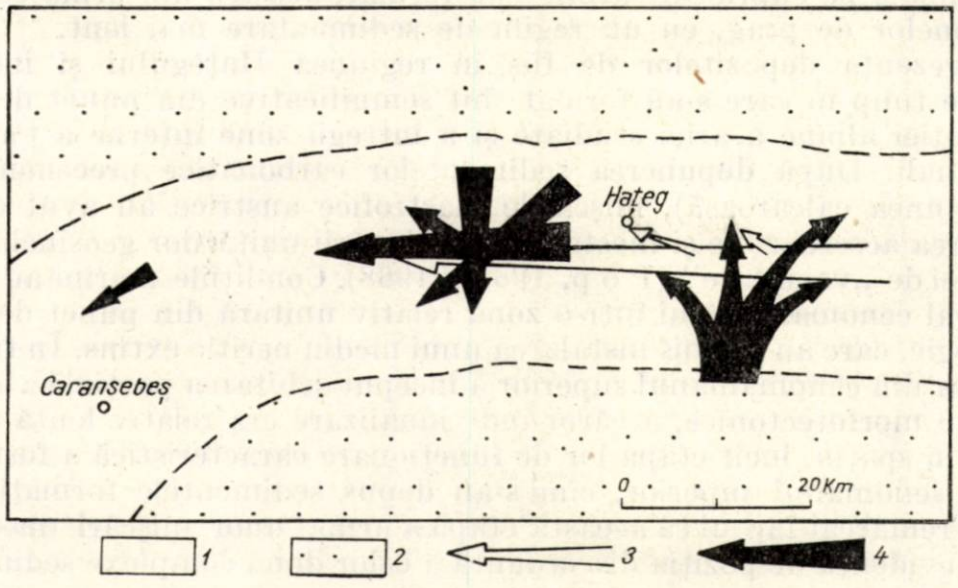


Fig. 4. — Schița paleogeografică a unităților geosinclinale senoniene din regiunea Hațegului și din ariile înconjurătoare.

1, Șanț; *2*, praguri; *3*, direcții de transport ale sedimentelor în orizontul de fliș al complexului marno-grezos *4*, direcții de transport ale sedimentelor în complexul de fliș.

ASPECTE PALEOGEOGRAFICE

Observațiile sedimentologice asupra depozitelor senoniene de fliș din regiunea Hațegului confirmă ipoteza privind funcționarea, în cuprinsul domeniului getic, a unui șanț geosinclinal senonian încadrat de praguri constituite din formațiuni sedimentare și cristaline de tip getic (P o p, 1968). Acest sistem de unități geosinclinale elementare, schițat probabil în turonian și local chiar în cenomanianul superior, era orientat aproximativ est - vest. La vest de regiunea Hațegului, în aria versantului sudic al Munților Poiana Ruscăi, șanțul geosinclinal se dirija probabil spre sud-vest și apoi spre sud, în sectorul Munților Semenic (P o p, 1968). După cum arată direcțiile de transport longitudinale, șanțul geosinclinal prezenta o afundare axială progresivă de la est către vest și spre sud, încît adîncimea maximă a fost atinsă, probabil, în sectorul Munților Semenic.

Pragul geosinclinal intern cuprindea partea nordică a munților Sebeș și Poiana Ruscăi și zona masivelor cristaline din vestul Banatului, corespunzînd, în general, unității supragetice, iar pragul extern se situa la exteriorul domeniului getic, mărginindu-se astfel cu domeniul danubian. Aceste elemente morfotectonice, în anumite sectoare mai mult sau mai puțin extinse, aveau un relief pronunțat și activ care a fost capabil să furnizeze o mare parte din materialul detritic al depozitelor de fliș.

Comparînd aspectele litologice ale depozitelor senoniene din cele două sectoare ale regiunii Hațegului cu acelea ale depozitelor arenito-lutitice cu inocerami și acteonele, sub facies de Gosau, din Bazinul Petroșani (D r ă g h i n d ă, 1956) și cu depozitele, în parte sub același facies,

de pe rama nordică a Munţilor Sebeş (M a r i n c a ş, 1966), se constată o diferenţiere a faciesurilor depozitelor senoniene în funcţie de unităţile geosinclinale pe cuprinsul cărora s-au format, acestea din urmă corespunzînd zonelor de prag, cu un regim de sedimentare mai lent.

Prezenţa depozitelor de fliş în regiunea Haţegului şi intervalul scurt de timp în care s-au format sînt semnificative din punct de vedere al evoluţiei alpine a ariei studiate şi a întregii zone interne a Carpaţilor Meridionali. După depunerea sedimentelor carbonatice precenomaniene (formaţiunea calcaroasă), mişcările diastrofice austrice au avut ca efect exondarea acestei zone şi încetarea funcţionării unităţilor geosinclinale ale perioadei de „vacuitate" (P o p, 1967 şi 1968). Condiţiile marine au revenit în timpul cenomanianului într-o zonă relativ unitară din punct de vedere morfologic, care au permis instalarea unui mediu neritic extins. În turonian sau chiar din cenomanianul superior a început schiţarea parţială a unor noi elemente morfotectonice, a căror individualizare era relativ lentă şi neordonată în spaţiu, încît etapa lor de funcţionare caracteristică a fost atinsă abia în senonianul superior, cînd s-au depus sedimentele formaţiunii de fliş. De remarcat faptul că această etapă a urmat unor mişcări diastrofice, puse în evidenţă de poziţia discordantă a celor două complexe sedimentare senoniene.

Timpul scurt în care a avut loc acumularea sedimentelor formaţiunii de fliş (senonianul superior) şi grosimea lor mare (700—800 m) denotă o evoluţie preorogenică condensată, mişcări de subsidenţă foarte active şi o viteză mare de sedimentare în aria şanţului geosinclinal.

În timpul maestrichtianului superior, perioada de „umplere" a fost întreruptă de către mişcările tectogenice intense ale diastrofismului laramic care au imprimat, de altfel, regiunii principalele aspecte structurale. Cu acest prilej, sistemul de elemente morfotectonice a încetat să mai funcţioneze, toată regiunea fiind afectată de mişcări de ridicare. Aceleaşi mişcări au provocat trecerea relativ bruscă de la etapa geosinclinală propriu-zisă la stadiul de evoluţie tardigeosinclinală, cînd s-au format depozitele tipice de molasă.

DIRECTIONS DE PALÉOCOURANTS DANS LES DÉPÔTS SÉNONIENS DE LA RÉGION DE HAŢEG (CARPATES MÉRIDIONALES)

RÉSUMÉ

Dans la région de Haţeg (partie interne, des Carpates Méridionales) les dépôts sénoniens marins sont formés de deux complexes lithologiques distincts: l'un inférieur, marneux-arénitique, qui appartient, pour la plupart, au Santonien et à la partie inférieure du Campanien, et l'autre supérieur, sous facies de flysch, représentant, selon toute probabilité, le Campanien et le Maestrichtien inférieur.

Le complexe inférieur (200 m épaisseur) est constitué, à la partie basale, par des arénites, plus ou moins marneuses, qui passent, graduellement, vers la partie supérieure, à des marnes sableuses disposées en pla-

quettes. Ce complexe s'achève par un horizon de flysch (20 m épaisseur).

Le complexe de flysch présente certaines variations de facies. Dans le secteur oriental de la région de Haţeg (Băeşti-Ponor), le matériel détritique plus grossier a une fréquence plus grande dans la succession lithologique (flysch proximal), tandis que dans le secteur occidnetal (Stei-Răchitova) ce sont les séquences lutitiques qui sont, au contraire, beaucoup plus fréquentes et développées (flysch distal).

L'orientation des mécanoglyphes de l'horizon de flysch du complexe inférieur indique un transport constamment longitudinal de l'est à l'ouest. Dans le complexe de flysch les directions de transport des sédiments étaient du sud au nord et au nord-est, dans le secteur oriental, et de l'est à l'ouest, du nord au sud et du nord-est vers le sud-ouest, dans le secteur occidental.

Les observations sédimentologiques concernant les dépôts du flysch crétacé supérieur mettent en évidence l'existence, pendant le Sénonien, d'un système d'unité géosynclinales, orienté est-ouest, formé par un sillon et deux rides : l'une au nord, dans laire de l'unité Supragétique, et l'autre au sud, dans la partie externe du domaine gétique. Les rides géosynclinales ont fourni une grande partie du matériel détritique des dépôts du flysch. Les unités morphotectoniques, ébauchées pendant le Touronien, gagnent leur individualisation caractéristique durant le Sénonien supérieur, lorsque a eu lieu la sédimentation du flysch.

La période brève d'accumulation des sédiments du flysch et leur grande épaisseur prouvent des mouvements de subsidence très actifs, une grande vitesse de sédimentation dans l'aire du sillon et une évolution préorogénique condensée. Durant le Maestrichtien supérieur, la période de comblement a été interrompue par les mouvements laramiques, quand les éléments morphotectoniques ont cessé de fonctionner. En même temps, toute la région passe à l'étape tardigéosynclinale, lorsque a commencé l'accumulation de la molasse.

BIBLIOGRAFIE

Popa-Dimian Elena şi colab. (1964), *Date stratigrafice şi sedimentologice privind formaţiunile cretacice dintre valea Mureşului şi valea Ampoiului*, D.S. Com. Geol., L/1, 107—192.

Drăghindă I. (1956), *Prezenţa cretacicului superior în bazinul Petroşani*, Com. Acad. R.P.R., **VI**, *6*, 831—837.

Jelersky J. A. (1960), *Youngest marine rocks in Western Interior of North America and the age of the Triceratops beds*, Internat, Geol. Congress, XXI, Copenhaga 1960.

Laufer F. (1925), *Contribuţiuni la studiul geologic al împrejurimilor oraşului Haţeg*, An. Inst. geol. Rom., **X**, 301—334.

Mamulea A. (1953 *a*), *Cercetări geologice în partea de vest a bazinului Haţeg (reg. Sarmizegetusa—Răchitova)*, D. S. Inst. geol., **XXXVII**, p. 142—148.

— (1953 *b*), *Studii geologice în regiunea Sînpetru—Pui (Bazinul Haţegului)*, An. Com. geol., **XXV**, 211—274.

Marincaş Valeria (1966 *Revizuirea acteonelelor din regiunea Sebeş*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", Cluj, Seria geol.-geogr., **I**, fasc. 1, 21—36,

Nopcsa F. (1899), *Dinosaurierreste aus Siebenbürgen*, Anzeiger. d. k. Akad. d. Wissensch. math. naturw. Kl. XXXVI, p. 218, Viena.

Pop Gr. (1967), *Les faciès du Cénomanien des Carpates Méridionales*, Assoc. Géol. Carp.-Balk., VIII-e Congrès, Belgrad 1967, *I Paléogéographie*, p. 495—502, Belgrad.

— (1968), *Depozitele cretacic superioare din zona Sopot şi semnificaţia lor paleotectonică*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **13**, *1*, 189—200.

Primit în redacţie la 1 iulie 1970

Institutul geologic

CIPRINIDELE FOSILE REPER GEOLOGO-ECONOMIC ÎN BAZINUL DE CĂRBUNI MEHADIA, ZONA BOLVAȘNIȚA

DE

AL. V. GROSSU, GH. VOICU

55 (05)

Bazinul de cărbuni Mehadia este situat în zona de sud-vest a Carpaților Meridionali, între Munții Cernei și Semenicului și reprezintă o depresiune intramontană care a format obiect de cercetare din 1856 pînă astăzi. Mobilul cercetării l-a constituit, pe de o parte, prezența stratelor de cărbuni, iar pe de altă parte interesul științific acordat rezolvării problemelor geologice ale bazinului. Studiul geologic cel mai recent asupra bazinului a fost făcut de O. Iliescu, A. Hinculov și Luciana Hinculov, 1968, a căror hartă geologică o folosim.

Aria de cercetare a lucrării de față o formează flancul estic al Bazinului Mehadia, din zona văii Bolvașnița, și anume cuveta de est (pl. I). Obiectul de cercetat este format din depozitele traversate de un număr de 11 sonde de explorare. Din 7 sonde s-au recoltat 220 de probe, care au fost analizate micropaleontologic.

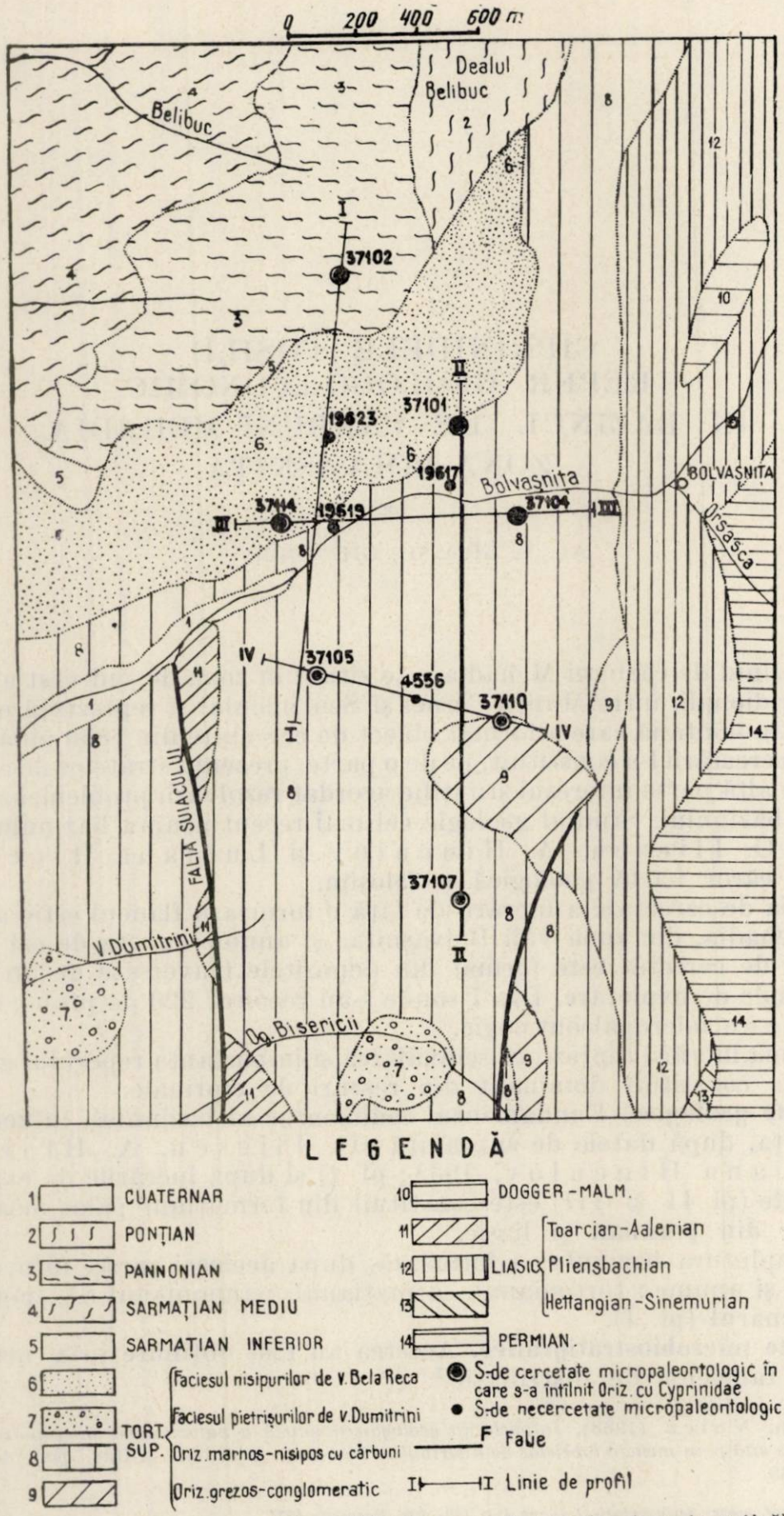
Tema lucrării reprezintă semnalarea și importanța reperului geologo-economic, constituit dominant din resturi de ciprinide.

Date geologice. Fundamentul sedimentar al bazinului, în zona văii Bolvașnița, după datele de suprafață (O. Iliescu, A. Hinculov și Luciana Hinculov, 1968; pl. I) și după lucrările de explorare prin sonde (pl II și III) este constituit din formațiuni paleo-mezozoice, respectiv din permian și liasic.

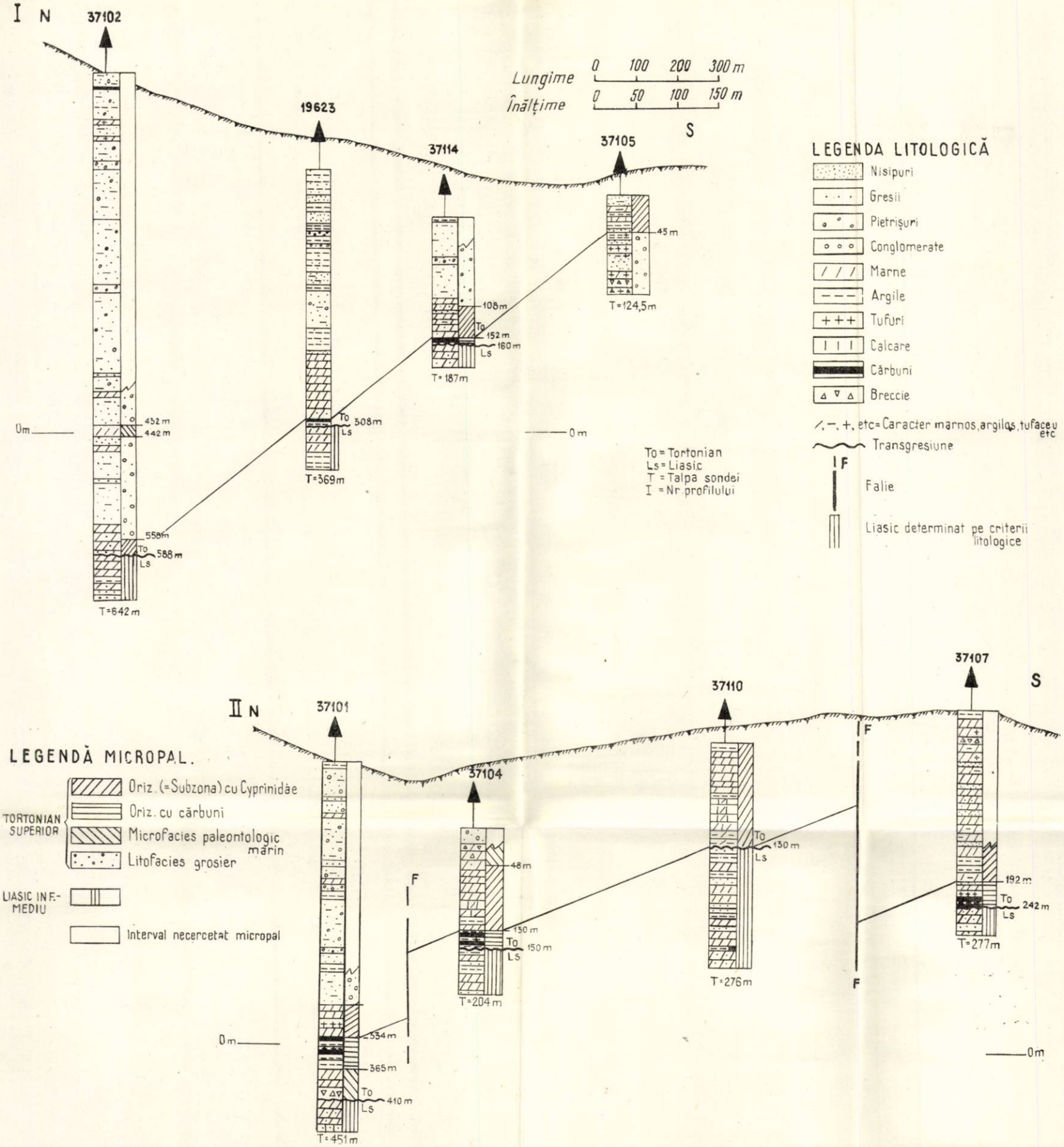
Umplutura bazinului o formează, după aceleași surse, formațiunile neogene, și anume : tortonianul, sarmațianul, pannonianul s.s., ponțianul și cuaternarul (pl. I).

Date microbiostratigrafice. Acestea au fost obținute prin utilizarea metodei tabelelor de distribuție [1].

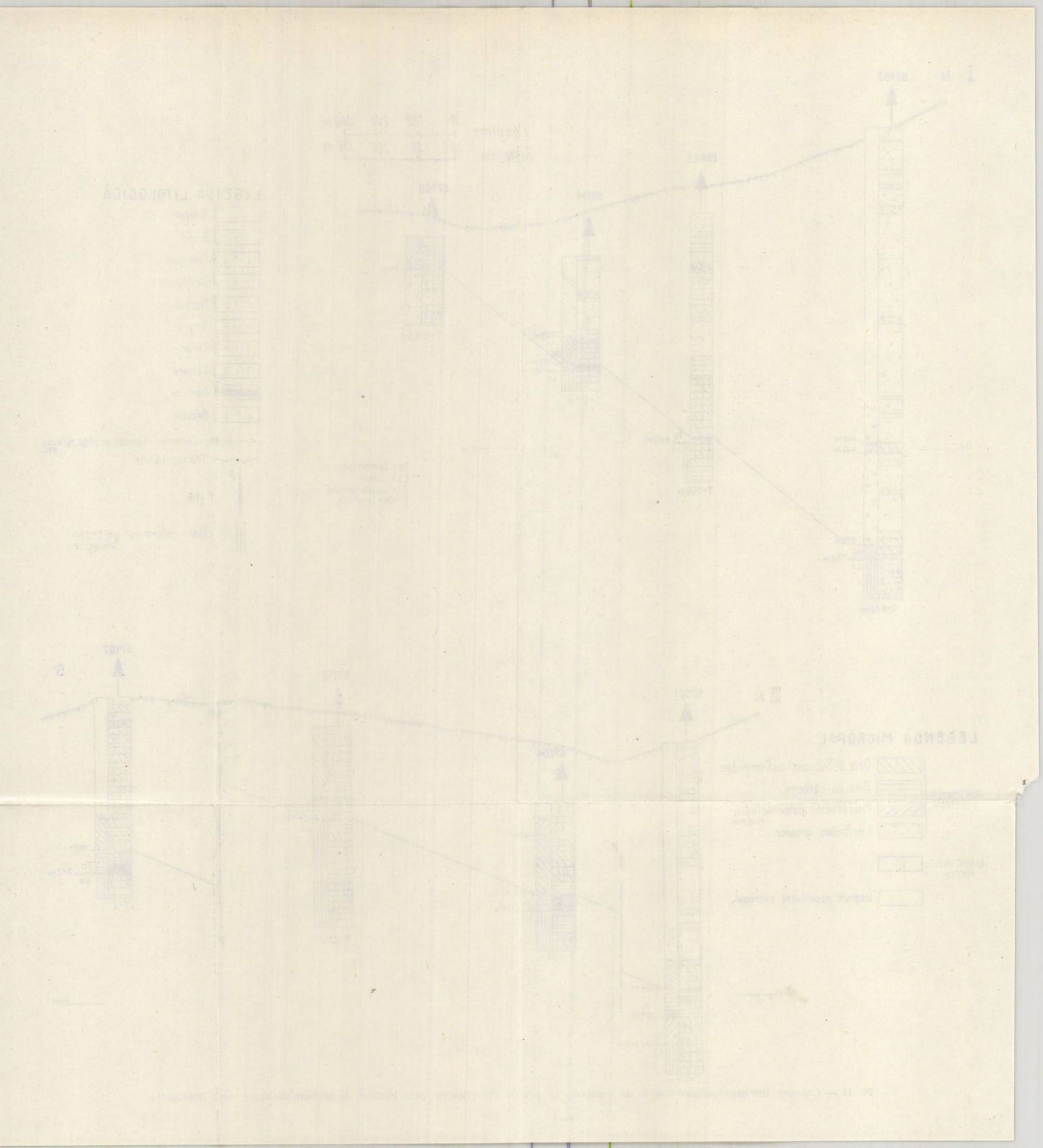
[1] Gh. Voicu (1968), *Importanța geologo-economică a valorificării micropaleontologice a probelor de sită prin metoda tabelelor de distribuție*, Ses. com. geol. tehn. a Intr. geol. de prosp., 7 sept. 1968.



Pl. I. — Bazinul de cărbuni Mehadia, zona Bolvașnița (cuveta estică), (schiță geologică după O. Iliescu, A. Hinculov și Luciana Hinculov, 1968).



Pl. II — Coloane lito-micropaleontologice de corelare, în profile direcționale, prin bazinul de cărbuni Mehadia, zona Bolvașnița.



Pe baza asociaţiilor micropaleontologice specifice s-au identificat două formaţiuni geologice : liasicul (inferior-mediu) şi tortonianul (pl. II şi III).

În tortonian, pe considerente micropaleontologice şi litologice s-au separat două orizonturi stratigrafice — orizontul cu cărbuni şi orizontul cu *Cyprinidae* —, şi două faciesuri : un microfacies paleontologic marin, bogat în microfosile, şi un litofacies grosier, steril micropaleontologic. Aceste faciesuri au poziţii stratigrafice variabile, situîndu-se deasupra sau sub orizonturile menţionate.

Orizontul cu *cyprinidae*, reper geologo-economic. Pentru o prezentare cît mai completă a acestui orizont este util să arătăm, în prealabil, în mod sumar, litologia formaţiunilor adiacente[2].

Analizînd coloanele litologice din planşele II şi III, observăm, din punct de vedere al constituţiei litologice şi al succesiunii stratigrafice, următoarele :

Liasicul, prezintă în partea inferioară a coloanei interceptate de sonde, un interval grezos-marnos-calcaros negricios. Acesta este liasicul cunoscut ca atare în literatura geologică. Urmează, stratigrafic, un interval de marne şi argile de culoare cenuşie deschisă cu intercalaţii roşcate, uneori dominînd roşul. Acest interval, considerat anterior de vîrsta miocenă (O. I l i e s c u şi colab., 1968 ; E. I. P o p, 1957 ; V. P o p o v i c i, 1959), prezintă un conţinut micropaleontologic identic cu liasicul inferior-mediu, colectat de O. I l i e s c u de la suprafaţă, din Valea Mare şi valea Bela Reca. Pentru acest motiv am atribuit liasicului intervalul de marne şi argile menţionate.

Tortonianul. Peste intervalul marno-argilos cenuşiu şi roşu, de vîrstă liasică, se dispune transgresiv, în această zonă a văii Bolvaşniţa, un pachet de asemenea marno-argilos, dar de culoare cenuşie-cenuşie închisă, care suportă orizontul cu cărbuni ce cuprinde cunoscutele tufuri dacitice din Bazinul Mehadia.

Peste orizontul cu cărbuni urmează orizontul cu *Cyprinidae*, de constituţie litologică marno-argiloasă şi culoare cenuşie, cenuşie-brună.

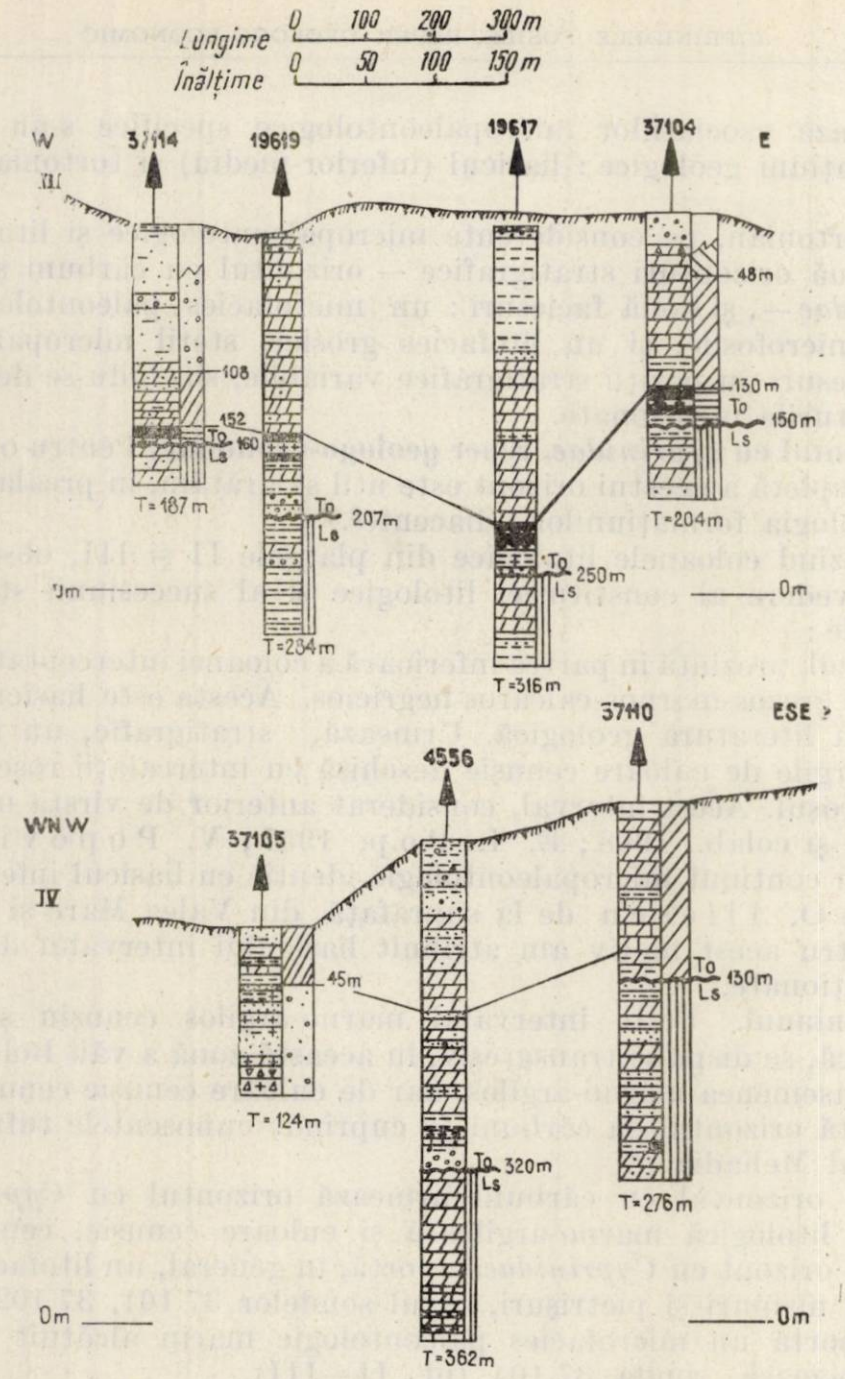
Acest orizont cu *Cyprinidae* suportă, în general, un litofacies grosier, format din nisipuri şi pietrişuri, cazul sondelor 37 101, 37 102 şi 37 114. Uneori suportă un microfacies paleontologic marin alcătuit din marne parţial brecioase, sonda 37 104 (pl. II—III).

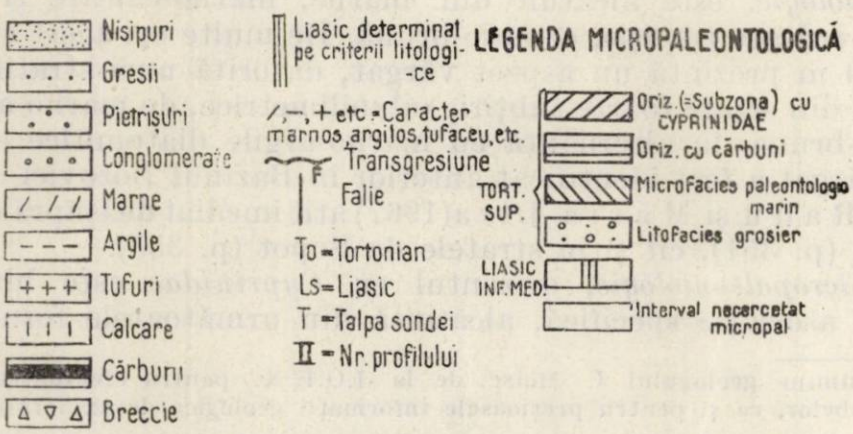
Orizontul cu cyprinidae a fost întîlnit în toate cele 7 sonde cercetate micropaleontologic (pl. I, II şi III).

a) *Litologic*, este alcătuit din marne, marno-calcare şi argile, în general de culoare cenuşie, cenuşie-brună. De multe ori acest orizont gros de circa 50 m prezintă un aspect vărgat, datorită unei stratificaţii fine, care constă din strate foarte subţiri, submilimetrice, de marno-argile cenuşii, cenuşii-brune, în alternanţă cu marno-argile diatomitice albe. Acest caracter vărgat a fost identificat anterior în Bazinul Bozovici de O. I l i e s c u, A. R a d u şi M a r i a L i c a (1967) atît imediat deasupra orizontului cu cărbuni (p. 351), cît şi în stratele de Sopot (p. 355).

b) *Micropaleontologic*, orizontul cu *Cyprinidae* este bine definit. Prezintă o asociaţie specifică, alcătuită din următoarele forme :

[2] Mulţumim geologului I. Moise, de la I.G.E.X. pentru efectuarea metodică a recoltării probelor, ca şi pentru preţioasele informaţii geologice de explorare.





Pl. III.—Coloane lito-micropaleontologice de corelare în profile transversale prin bazinul de cărbuni Mehadia, zona Bolvașnița.

— resturi de ciprinide : dinți faringieni, vertebre, coaste, radii de aripioare, solzi și otolite, abundente numeric ;

— diatomee centrice : *Melosira* aff. *italica* (Ehr.) Kütz, abundente numeric [3] ;

— oogoane de *Chara*, rare, probabil din cauza conservării și preparării dificile ;

— resturi de alge neidentificate, abundente numeric ;

— resturi vegetale, abundente, incarbonificate.

Formele cele mai caracteristice acestei asociații o constituie resturile de ciprinide, care întotdeauna s-au găsit în mare abundență în toate probele cercetate.

Din această asociație se remarcă lipsa totală a foraminiferelor, inclusiv a celor salmastre.

Menționăm că depozitele situate stratigrafic sub sau supraiacent orizontului cu *Cyprinidae* conțin o bogată microfaună tortoniană.

c) *Paleoecologic*, ciprinidele, formele de *Melosira* (planctonice și coloniale), *Chara* și lipsa totală a foraminiferelor probează un mediu acvatic dulcicol, de zonă neritică.

d) În ceea ce privește *variația faciesului acvatic*, în timp, pe intervalul cercetat al mării tortoniene, în zona văii Bolvașnița, se pot face următoarele observații :

— Într-o primă etapă marea tortoniană invadează depresiunea transgredînd liasicul. Depozitele lăsate conțin o bogată microfaună ce probează existența unui mediu de salinitate normală (sonda 37 101 pl. II).

— Acestei etape marine îi urmează orizontul cu cărbuni (a 2-a etapă), care indică un mediu de mlaștină (sonda 37 101, pl. II). Uneori orizontul cu cărbuni se dispune direct peste depozite liasice, care au rămas exondate în etapa anterioară (sondele 37 104 și 37 114, pl. II și III).

— În etapa a 3-a, datorită probabil unui aport masiv de ape continentale, faciesul de mlaștină încetează. În noul mediu acvatic, dulcicol, se formează depozitele pelitice ale orizontului cu Cyprinidae (sondele 37 101, 37 102, 37 104, 37 105, 37 107, 37 110 și 37 114, pl. II și III). Alături de aceste ciprinide au găsit condiții optime de dezvoltare formele de *Melosira* și *Chara*.

Depozitele orizontului cu *Cyprinidae*, de facies dulcicol, dispuse peste orizontul cu cărbuni, au fost atribuite anterior (O. Iliescu, A. Hinculov și Luciana Hinculov, 1968, p. 35) faciesului marin.

— În a 4-a etapă, ultima semnalată în sondele de explorare cercetate, peste orizontul cu *Cyprinidae* se instalează din nou faciesul marin (sonda 37104, pl. II), identic micropaleontologic faciesului cu care debutează marea tortoniană în Bazinul Mehadiei.

e) Ca *vîrstă*, orizontul cu *Cyprinidae* aparține, asemenea primelor depozite tortoniene depuse în zona văii Bolvașnița și asemenea orizontului cu cărbuni, tortonianului superior. Argumentul principal rezidă în identitatea asociației micropaleontologice subiacentă orizontului cu cărbuni cu aceea supraiacentă orizontului cu *Cyprinidae*. Intervalul stratigrafic al acestui orizont este cunoscut în literatura geologică (O. Iliescu și

[3] Genul a fost identificat în secțiuni subțiri de A. Cehlarov și I. Șerbănescu (M.I.M.G.), iar specia de către Ionescu Venera (Facultatea de biologie București), în eșantioane suspectate de noi ca diatomitice.

colab., 1968; E. I. Pop, 1957; V. Popovici, 1959) ca tortonian superior.

f) Referitor la *situaţia stratigrafică*, mai strînsă, a orizontului cu *Cyprinidae*, se observă că acesta are o poziţie constantă, situîndu-se, în cazul prezenţii orizontului cu cărbuni, întotdeauna deasupra acestuia, constituindu-i acoperişul (a se vedea sondele: 37 101, 37 104, 37 107 şi 37 114 din pl. II şi III).

În cazul în care orizontul cu cărbuni este substituit lateral de un echivalent litologic, de exemplu de litofaciesul grosier (sonda 37 105, pl. II şi III), orizontul cu Cyprinidae se situează imediat deasupra acestui echivalent.

Uneori orizontul cu *Cyprinidae* se află situat direct peste fundament, respectiv peste liasic. În asemenea cazuri (sonda 37 110, pl. II şi III), suprafeţele respective au fost exondate în timpul depunerii orizontului cu cărbuni.

★

Rezultă din observaţiile arătate că asociaţia micropaleontologică diagnostică şi poziţia stratigrafică constantă a orizontului cu *Cyprinidae*, precum şi însuşirea acestuia de a se situa totdeauna în acoperişul zăcămîntului de cărbuni, îi dă, în activitatea de explorare-exploatare, caracterul de reper geologo-economic.

Întîlnirea acestui reper în sondele de explorare indică posibilitatea interceptării zăcămîntului de cărbuni. Neinterceptarea acestuia în primii 5—20 m săpaţi de la ieşirea din orizontul cu *Cyprinidae* indică, în condiţii stratigrafice normale, absenţa zăcămîntului de cărbuni.

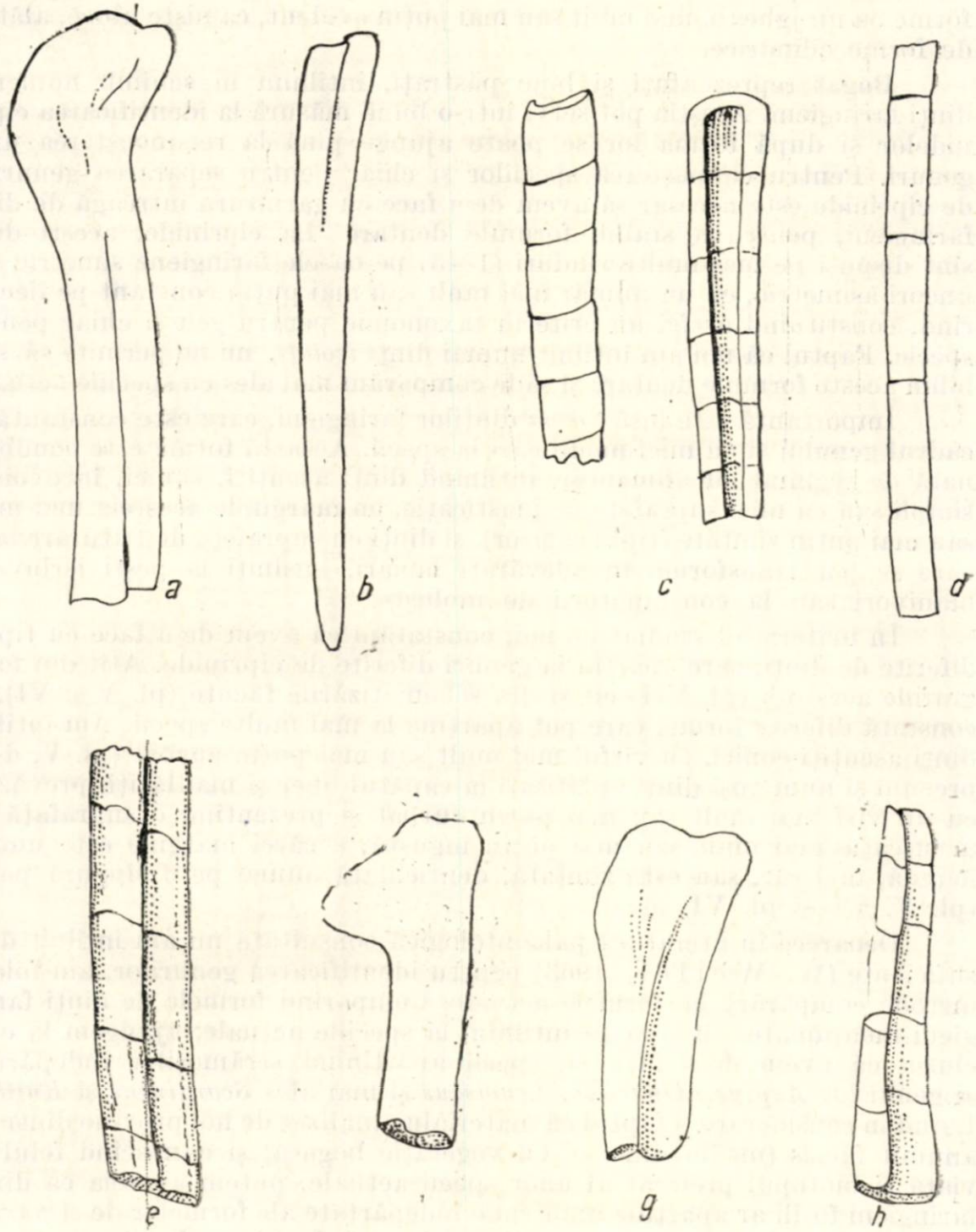
Remarca neîntîlnirii zăcămîntului de cărbuni în primii 5—20 m săpaţi de la ieşirea din orizontul cu *Cyprinidae* constituie în activitatea de explorare prin sonde obiectivul geologic final de foraj. Un obiectiv similar se poate formula şi pentru lucrările miniere executate pe verticală.

Foarte probabil, orizontul cu *Cyprinidae* va constitui un reper geologo-economic şi pentru bazinul de cărbuni Bozovici, unde, precum s-a menţionat, marne vărgate au fost semnalate (O. Iliescu, A. Radu şi Maria Lica, 1967) şi imediat deasupra orizontului cu cărbuni. Cu prima sondă care se va săpa, verificarea reperului este posibilă şi, în cazul confirmării acestuia, obiectivul geologic final de foraj fiind bine conturat, se va putea executa o explorare raţională care va duce la importante economii de metri foraţi.

DESCRIEREA RESTURILOR DE *CYPRINIDAE*

Materialul cercetat de noi se găseşte în colecţia Laboratorului de micropaleontologie al Întreprinderii geologice de explorări a Ministerului Minelor, Petrolului şi Geologiei şi în Laboratorul de zoologie a vertebratelor, facultatea de biologie a Universităţii Bucureşti. În acest material foarte bogat distingem uşor prezenţa a numeroase resturi de peşti, de dimensiuni şi forme diferite, reprezentate prin fragmente fosilizate, unele foarte bine păstrate, de coaste, vertebre, oase craniene şi mai ales prin dinţi faringieni.

Resturile de oase craniene, precum şi coastele, oasele centuriilor, vertebrele, pterigoforele şi radiile înotătoarelor de dimensiuni şi forme diferite (pl. IV), întîlnite comun, nu pot duce la identificarea grupului de



Pl. IV. — Fragmente din scheletul unor *Cyprinidae*.

a, b, f, g, resturi şi capete de coaste; *c, d, e, h*, radii de înotătoare dorsale şi codale.

ciprinide, decît foarte greu. Printre fragmentele găsite avem mai ales capetele mai îngroşate ale coastelor, pterigoforele reprezentate prin axonoste sau bazeoste.din regiunea dorsală sau codală, precum şi prin resturi de vertebre şi radii. La radii, fragmentate (pl. IV c), întîlnim deseori şi forme cu un jgheab, mai mult sau mai puţin evident, ca nişte uluce, alături de forme cilindrice.

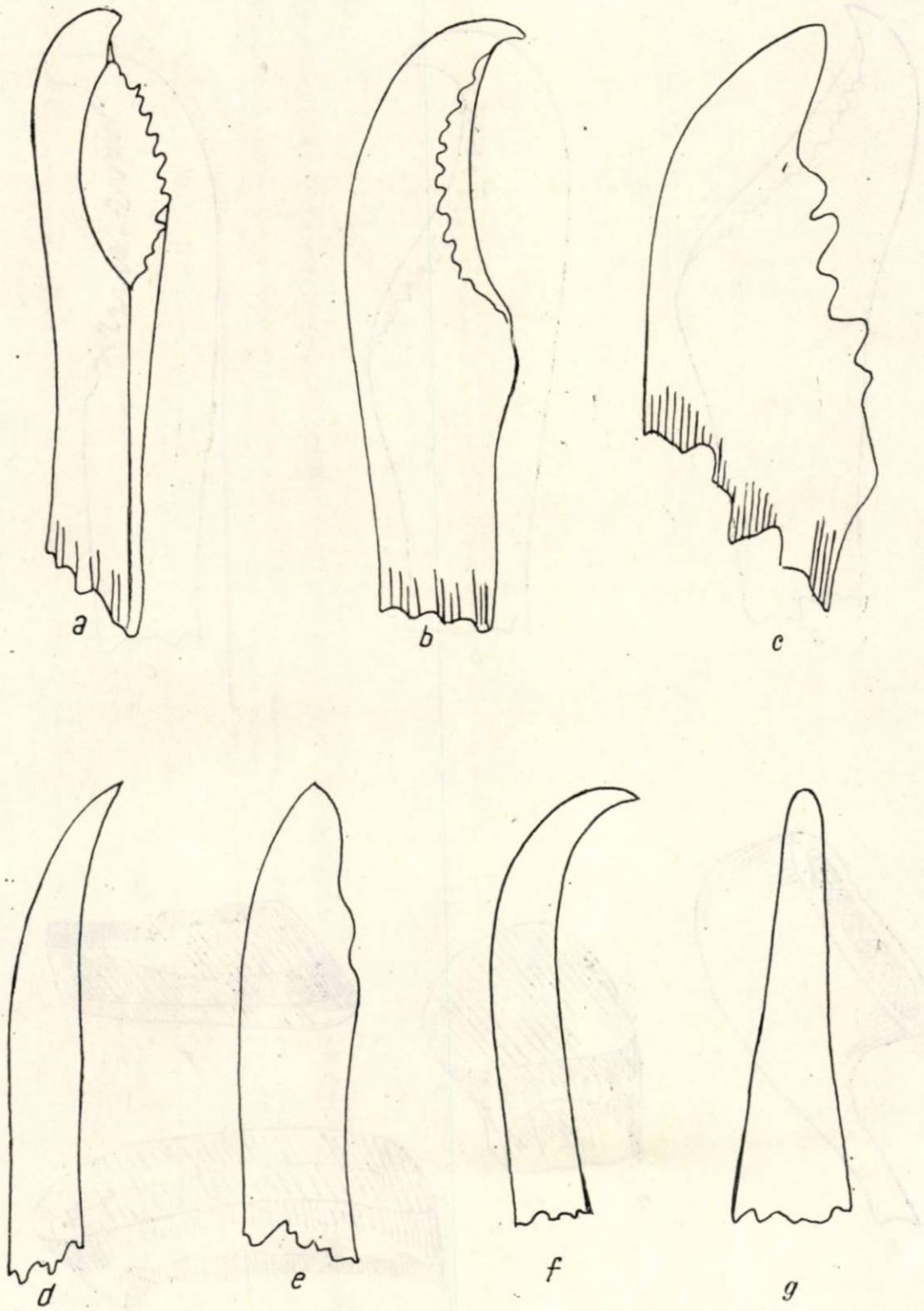
Bogat reprezentaţi şi bine păstraţi, întîlnim în schimb numeroşi dinţi faringieni. Aceştia pot servi într-o bună măsură la identificarea ciprinidelor şi după forma lor se poate ajunge pînă la recunoaşterea unor genuri. Pentru cunoaşterea speciilor şi chiar pentru separarea genurilor de ciprinide este necesar să avem de-a face cu garnitura întreagă de dinţi faringieni, pentru a stabili formule dentare. La ciprinide, aceşti dinţi sînt dispuşi pe mai multe rînduri (1—3) pe oasele faringiene simetric sau uneori asimetric, cu un număr mai mult sau mai puţin constant pe fiecare rînd, constituind astfel un criteriu taxonomic pentru gen şi chiar pentru specie. Faptul că noi am întîlnit numai dinţi *izolaţi*, nu ne permite să stabilim aceste formule dentare şi să le comparăm mai ales cu speciile actuale.

Importantă este însă *forma* dinţilor faringieni, care este constantă în cadrul genului şi cu mici modificări la specii. Această formă este condiţionată de regimul lor alimentar, întîlnind dinţi ascuţiţi, conici, încovoiaţi, simpli sau cu mici suprafeţe de masticaţie, cu marginile acesteia mai mult sau mai puţin zimţate (tipul răpitor), şi dinţi cu suprafeţe de triturare late, care se pot transforma în adevăraţi molari, întîlniţi la peşti ierbivori-omnivori sau la consumatorii de moluşte.

În materialul studiat de noi, constatăm că avem de-a face cu tipuri diferite de dinţi, care aparţin la genuri diferite de ciprinide. Atît din fotografiile acestora (pl. VII) cît şi din schematizările făcute (pl. V şi VI), se constată diferite forme, care pot aparţine la mai multe specii. Am întîlnit dinţi ascuţiţi-conici, cu vîrful mai mult sau mai puţin curbat (pl. V, d-g), precum şi numeroşi dinţi aplatisaţi la capătul liber şi mai lăţiţi, prevăzuţi cu un vîrf mai mult sau mai puţin curbat şi prezentînd o suprafaţă de masticaţie mai mult sau mai puţin îngustă, a cărei margine este uneori netedă, mai rar, sau este zimţată, denticulată numai pe o singură parte (pl. V. a-c şi pl. VI. a-c).

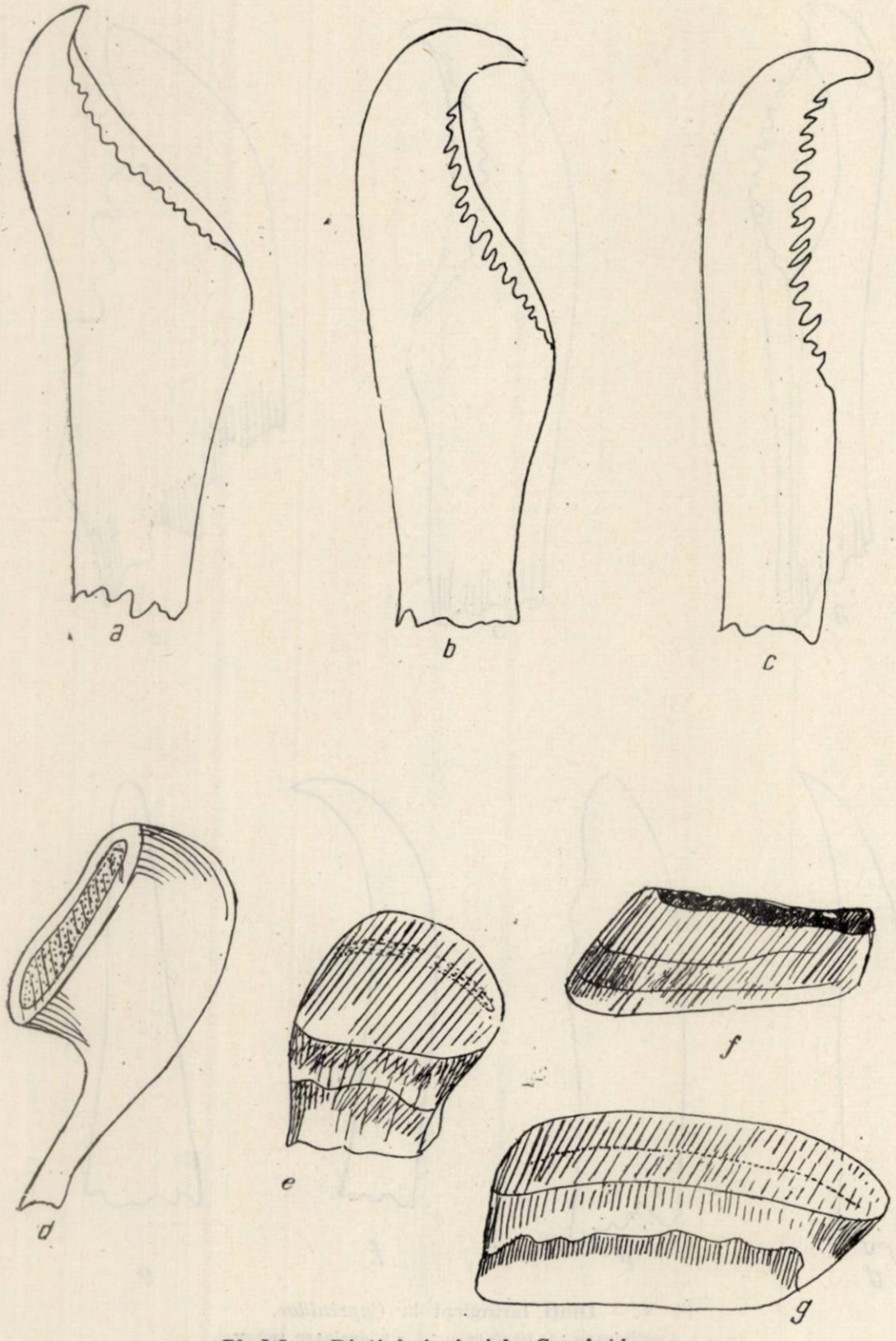
Deoarece în literatura paleontologică consultată nu am întîlnit date suficiente (W. W e i l e r, 1963) pentru identificarea genurilor, am folosit metoda comparării cu formele actuale. Comparînd formele de dinţi faringieni menţionate, cu ceea ce întîlnim la speciile actuale, ajungem la concluzia că avem de-a face cu specii aparţinînd strămoşilor îndepărtaţi ai genurilor *Aspius*, *Alburnus*, *Leuciscus* şi mai ales *Scardinius* şi *Rutilus*. Luînd în considerare şi faptul că materialul analizat de noi provine dintr-un anumit facies (mediu dulcicol cu vegetaţie bogată) şi cunoscînd felul de viaţă şi biotopul preferat al unor specii actuale, putem aprecia că dinţii faringieni fosili ar aparţine unor rude îndepărtate ale formelor de *Alburnus fossilis* (obleţul), *Scardinius fossilis* (roşioara), *Leuciscus fossilis* (babuşca) şi *Tinca* (linul).

În ceea ce priveşte forma lăţită a unor dinţi faringieni, cu suprafeţe de masticaţie netede, late (pl. VI, d-g), aceştia aparţin unor specii cu nutriţie mai ales omnivoră şi sînt mult apropiate de acelea pe care le întîlnim



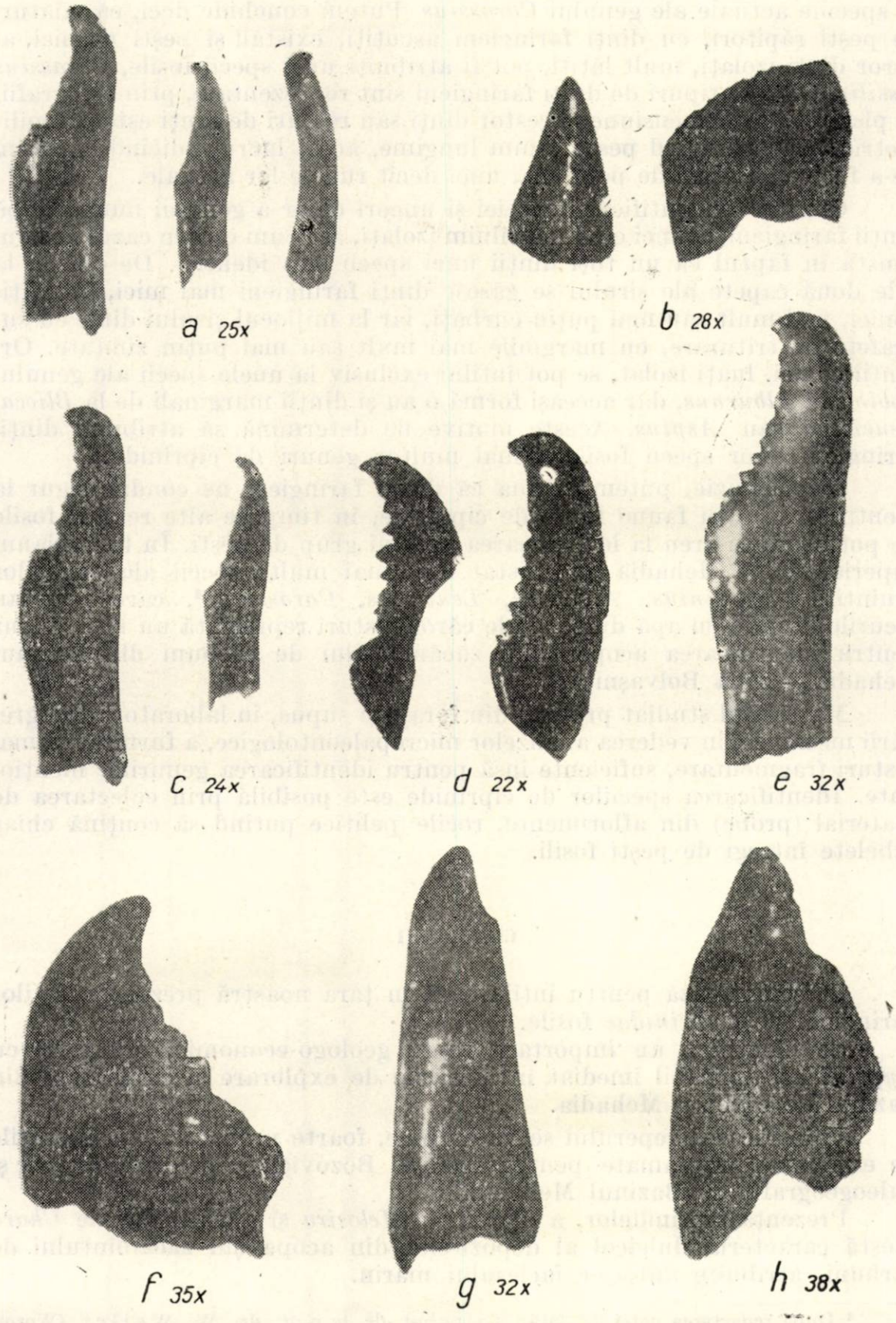
Pl. V. — Dinţi faringieni la *Cyprinidae*.

a – b, *Scardinius* sp.; *c*, *Alburnus* sp.; *d – g*, *Aspius* sp. (scheme).



Pl. VI. — Dinţi faringieni la *Cyprinidae*.

a – c, *Scardinius* sp.; *d – e*, *Carassius* sp.; *f – h*, *Tinca* sp. (scheme).



Pl. VII. — Dinţi faringieni la *Cyprinidae*.

a, c, d, e, Scardinius sp.; *b, Carassius* sp.; *f, Alburnus* sp.; *g — h, Aspius* sp.

la speciile actuale ale genului *Carassius*. Putem conchide deci, că, alături de peşti răpitori, cu dinţi faringieni ascuţiţi, existau şi peşti paşnici, ai căror dinţi izolaţi, mult lăţiţi, pot fi atribuiţi unei specii fosile, *Carassius fossilis*. Diverse tipuri de dinţi faringieni sînt reprezentate, prin fotografii, în planşa VII. Dimensiunea acestor dinţi sau resturi de dinţi este submilimetrică, rar ajungînd peste 1 mm lungime, acest lucru indicînd că avem de-a face cu resturi de peşti mai mici decît rudele lor actuale.

Greutatea identificării speciei şi uneori chiar a genului numai după dinţii faringieni, atunci cînd îi întîlnim izolaţi, aşa cum este în cazul nostru, constă în faptul că nu toţi dinţii unei specii sînt identici. De obicei, la cele două capete ale şirului se găsesc dinţi faringieni mai mici, ascuţiţi-conici, mai mult sau mai puţin curbaţi, iar la mijlocul şirului dinţi cu suprafeţe de triturare, cu marginile mai mult sau mai puţin zimţate. Or, dinţii conici, luaţi izolat, se pot întîlni exclusiv la unele specii ale genului *Gobio* sau *Alburnus*, dar aceeaşi formă o au şi dinţii marginali de la *Blicca*, *Leuciscus* sau *Aspius*. Aceste motive ne determină să atribuim dinţii faringieni unor specii fosile a mai multor genuri de ciprinide.

În concluzie, putem afirma că dinţii faringieni ne conduc sigur la identificarea unei faune fosile de ciprinide, în timp ce alte resturi fosile ne pot conduce greu la identificarea acestui grup de peşti. În tortonianul superior de la Mehadia au existat deci mai multe specii ale genurilor amintite (*Scardinius*, *Alburnus*, *Leuciscus*, *Carassius*) [4], care populau lacurile litorale cu apă dulce şi ale căror resturi reprezintă un reper sigur pentru identificarea acoperişului zăcămîntului de cărbuni din Bazinul Mehadia — zona Bolvaşniţa.

Materialul studiat provine din foraje şi supus, în laborator, dezagregării mecanice, în vederea analizelor micropaleontologice, a furnizat numai resturi fragmentare, suficiente însă pentru identificarea genurilor menţionate. Identificarea speciilor de ciprinide este posibilă prin colectarea de material (probe) din aflorimente, rocile pelitice putînd să conţină chiar schelete întregi de peşti fosili.

CONCLUZII

Se semnalează pentru întîia oară în ţara noastră prezenţa dinţilor faringieni de *Cyprinidae* fosile.

Se identifică un important reper geologo-economic, orizontul cu *Cyprinidae*, aplicabil imediat în lucrările de explorare şi exploatare din bazinul de cărbuni Mehadia.

Valorificarea reperului se va extinde, foarte probabil, şi la lucrările de explorare programate pentru Bazinul Bozovici, dependent genetic şi paleogeografic de Bazinul Mehadia.

Prezenţa ciprinidelor, a diatomeii *Melosira* şi a formelor de *Chara* atestă caracterul dulcicol al depozitelor din acoperişul zăcămîntului de cărbuni, atribuite anterior faciesului marin.

[4] După redactarea notei de faţă, s-a primit de la prof. dr. W. Weiler (Worms R. F. a Germaniei) informarea preţioasă a identificării genurilor *Scardinius*, *Leuciscus* şi *Tinca*, dintr-un material, de aceeaşi proveniență, trimis de autori.

LES CYPRINIDES FOSSILES, REPÈRE GÉOLOGICO-ÉCONOMIQUE DANS LE BASSIN CARBONIFÈRE DE MEHADIA, ZONE DE BOLVAŞNIŢA

RÉSUMÉ

On a fait une étude micropaléontologique des dépôts tortoniens du bassin de Mehadia, zone de Bolvaşniţa.

Pour la première fois est signalée la présence en Roumanie de dents pharyngiennes de *Cyprinidae fossiles*.

La variation au cours du temps du facies aquatique de la mer du Tortonien supérieur est décrite en signalant quatre étapes : une étape marine à salinité normale, correspondant à la transgression, une étape de milieu marécageux où se dépose la végétation qui donnera naissance au charbon, une étape de milieu aquatique dulçaquicole à *Cyprinidae*, *Melosira* et *Chara* et une nouvelle étape marine à salinité normale, qui évoluera progressivement vers le milieu saumâtre du Sarmatien, bien représenté dans les dépôts du bassin de Mehadia.

L'horizon à Cyprinides est stratigraphiquement séparé. Etant donné que celui-ci se trouve toujours dans la toiture du gisement carbonifère, il constitue un repère géologico-économique pour les travaux d'exploration et d'exploitation. L'application du repère sera problablement étendue aussi aux travaux d'exploration qui sont projetés pour le bassin carbonifère de Bozovici, qui est relié du point du vue génétique et paléogéographique au bassin de Mehadia.

BIBLIOGRAFIE

BĂNĂRESCU P. (1964), *Pisces-Osteichthyes. Fauna Republicii Populare Române*, **XIII**, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti.

CĂRĂUŞU S. (1952), *Tratat de Ichtiologie*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti.

FRANKE A. (1936), *Die Foraminiferen des deutschen Lias*, Berlin.

ILIESCU O., HINCULOV A., HINCULOV LUCIANA (1968), *Bazinul Mehadia. Studiu geologic şi paleontologic*, Memorii, **IX**, Com. Stat Geol.

ILIESCU O., RADU A., LICA MARIA (1967), *Geologia Bazinului Bozovici*, D.S. Com. Stat Geol., **LIII/1**.

POP E. (1957), *Studiul geologic al Bazinului Mehadia*, An. Com. geol., **XXX**.

POPOVICI V. (1959), *Prospecţiuni şi explorări prin foraje în Bazinul Mehadia*, St. tehn. econ., Com. geol., Seria A, *5*.

WEILER W. (1963), *Die Fischerfauna des Tertiärs im oberrheinischen Graben, des Mainzer Beckens, des unteren Maintals und der Wetterau, unter besonderer Berücksichtigung des Untermiozän*, Abh. Senkenberg. Naturforsch. Gesellschaft, *504*, 1—75, Frankfurt am Main.

Primit în redacţie la 1 iunie1970

Facultatea de biologie a
Universităţii Bucureşti
Întreprinderea geologică de prospecţiuni a
Ministerului Minelor, Petrolului şi Geologiei

FORME DE MOLUȘTE ÎN STRATELE DE TICU SUPERIOARE DIN NORD-VESTUL TRANSILVANIEI

DE

VICTOR MOISESCU

55 (05)

Fauna de moluște din stratele de Ticu superioare (Bazinul Transilvaniei) este parțial menționată în cîteva lucrări cu caracter biostratigrafic (V. Moisescu, 1963, 1964 *b*, 1968 *b*; V. Moisescu și Gh. Popescu, 1967; G. Bombiță și V. Moisescu, 1968). Acestea conțin liste de forme pe baza cărora s-au tras diferite concluzii.

Există și lucrări care tratează despre unele din formele inedite întîlnite în depozitele menționate mai sus (V. Moisescu, 1964 *a*, 1965, 1968 *a*, 1968 *c*). Dar un studiu sistematic și ilustrativ, fie el cît de succint, al speciilor de moluște din stratele de Ticu superioare nu a fost întocmit pînă în prezent. Lucrarea de față cuprinde descrierea cîtorva specii și subspecii mai puțin cunoscute în oligo-miocenul Bazinului Transilvaniei, precum și a unor forme inedite [1].

LAMELIBRANHIATE

Familia CARDIIDAE

Genul **Cardium** Linné 1758

Cardium n. sp.

(pl. I, fig. 1)

Forme de talie foarte mică cu caractere endemice, avînd lungimea între 3,00 și 4,00 mm, iar înălțimea între 2,30 și 2,60 mm. Prezintă un

[1] Menționăm că studiul formelor de *Lentidium*, de *Polymesoda*, precum și studiul gasteropodelor mici din stratele de Ticu superioare vor forma obiectul unor lucrări aparte.

contur oval-alungit, cu extremitatea anterioară rotunjită, iar cea posterioară alungită, slab trunchiată. Croşetul este mic, puţin proeminent deasupra marginei cardinale a cochiliei. Coastele radiare, în număr de circa 25, plate, atenuate în regiunea umbonală, sînt separate prin spaţii intercostale cu fundul plat, avînd lăţimea aproape egală cu a coastelor.

Carena bine marcată în regiunea umbonală se atenuează spre partea inferioară. Ea delimitează o suprafaţă postcarenală cu cădere abruptă care devine plată către marginea posterioară a valvei.

Răspîndire. În regiunea Arghişu, aceste forme sînt rare; ele se întîlnesc în argilele ciocolatii, marnoase, de peste stratul de cărbune Francisc împreună cu *Congeria basteroti*, *C.tenuissima*, *Hippeutis*, ostracode etc.

Subgenul *Cerastoderma* Poli 1795

Cardium (Cerastoderma) aff. concameratum Hölzl

(pl. I, fig. 2, 3)

1957 — *Cardium* (*Cerastoderma*) *concameratum* Hölzl (O. Hölzl, p. 63, pl. VII, fig. 3, 3 a).
1968 — *Cardium* (*Cerastoderma*) aff. *concameratum* Hölzl (G. Bombiţă şi V. Moisescu, p. 717).

Două exemplare slab conservate şi incomplete pe care le avem la dispoziţie se apropie de *C.*(*Cerastoderma*) *concameratum* Hölzl. Sînt forme de talie mijlocie, cu marginea posterioară rotunjită; prezintă un croşet puţin proeminent. Ornamentaţia exterioară este constituită din coaste radiare în număr de circa 20, despărţite prin spaţii intercostale ceva mai înguste.

Răspîndire. Se întîlnesc ca exemplare rare în patul şi acoperişul stratului de cărbune Francisc, în asociaţie cu *Lentidium triangulum*, *Congeria basteroti*. Sub formă de mulaje se găsesc şi în nivelul de argile ciocolatii cu *Hippeutis* şi ostracode.

Familia DREISSENSIDAE

Genul Congeria Partsch 1836

Congeria basteroti (Deshayes)

(pl. I, fig. 4—9)

1870 — *Congeria basteroti* Desh. (M. Hörnes, p. 370, pl. XLIX, fig. 5, 6).
1870/75 — *Dreissenia basteroti* Desh. (Fr. Sandberger, p. 337, pl. XX, fig. 16, 16 a).
1897 — *Dreissensia basteroti* Deshayes spec. (W. Wolff, p. 234, pl. XX, fig. 12).

1897/98 — *Congeria basteroti* Deshayes (N. Andrusov, p. 16, pl. I, fig. 1—4, 26—27 — in Izbrannîe Tr., **III**, 1964, p. 56).
1912/14 — *Congeria basteroti* (Desh.) (M. Cossmann și A. Peyrot, p. 241, pl. XI, fig. 24—25; pl. XV, fig. 14).
1957 — *Congeria basteroti* (Desh.) (O. Hölzl, p. 41, 45, 53, 55, 71).
1958 — *Congeria basteroti* (Desh.) (O. Hölzl, p. 71—72).
1958 — *Congeria basteroti* (Desh.) (J. Seneš p. 68, pl. XI, fig. 138).
1960 — *Congeria basteroti* (Deshayes) (Gr. Răileanu și colab., p. 268).
1960 — *Congeria basteroti* Deshayes (= *Dreissensia brardi* ap. Hofmann) (Gr. Răileanu și colab., p. 270).
1962 — *Congeria basteroti* (Deshayes) (O. Hölzl, p. 12, 37, 237, 238).
1963 — *Congeria basteroti* (Deshayes) (V. Moisescu, p. 204, 205, 206, 207, 208, 209).
1964 *b* — *Congeria basteroti* (Deshayes) (V. Moisescu, p. 64, 65, 67, 68, 69).
1965 — *Congeria basteroti* (Deshayes) (V. Moisescu, p. 258).
1968 — *Congeria basteroti* (G. Bombiță și V. Moisescu, p. 717).
1968 *b* — *Congeria basteroti* (Desh.) (V. Moisescu, p. 500).

Forme de talie medie cu dimensiunile: înălțime (h) 15—27 mm; lățime (l) 8—14 mm; convexitate (c) 3—9 mm; raportul l/h = 0,40—0,50; raportul c/l = 0,30—0,68.

Au un contur suboval-alungit, cu croșete mici, ascuțite, mai mult sau mai puțin arcuite anterior. La unele exemplare (pl. I, fig. 4) se observă o arcuire puternică a croșetului împreună cu partea superioară a valvei.

Comparații. Exemplarele din regiunea Cluj sînt comparabile cu *C.basteroti* descrisă și figurată de N. Andrusov (in Isbrannîe Tr., **III**, 1964, p. 56, pl. I, fig. 1—4, 26—27), de Fr. Sandberger (1870/75, p. 337, pl. XX, fig. 16, 16 a), de Cossmann și Peyrot (1912, p. 241, pl. XI, fig. 24—25; pl, XV, fig. 14), precum și de J. Seneš (1958, p. 68, pl. XI, fig. 138).

Ele prezintă și unele asemănări cu *Tichonomia brardi* Brongn, (Fr. Sandb., 1863, pl. XXIX, fig. 7, 7 a, 7 b), precum și cu *Dreissenia unguiculus* Sandb. (= *Congeria sowerbyi* Orbigny — in Andrusov, Izbr. Tr., **III**, p. 113, fig. 6 g in text).

În fauna stratelor de Ticu superioare se întîlnesc trei categorii de forme care aparțin genului *Congeria*, și anume: forme suboval-alungite, cu înălțimea între 15 și 28 mm, pe care le-am atribuit speciei *C.basteroti*; forme convergente cu *C.brardi* și *C. sowerbyi*, precum și forme de talie mică, avînd înălțimea între 6 și 12 mm și lățimea între 3 și 7,5 mm, cu marginea posterioară net angulară. Acestea din urmă se apropie de ceea ce W. Wolff (1897, p. 234, pl. XX, fig. 11) a ilustrat sub numele de *Dreissensia basteroti* Desh. sau A. Bittner (1884, pl. X, fig. 21 b) sub numele de *Congeria* spec. indet., deosebindu-se doar prin prezența unor striuri de creștere mai vizibile pe aceasta din urmă. În cadrul formelor de talie mică se pare că este vorba mai degrabă de o specie inedită, endemică, și nu de forme tinere ale speciei *C.basteroti* care de la început se caracterizează printr-o carenă reliefată și uneori arcuită. Astfel de exemplare pot fi atribuite speciei *C.tenuissima* (V. Moisescu, 1964 *a*).

Răspîndire. Formele de congeria descrise și atribuite speciei *C.basteroti* formează uneori lumașele în patul stratului de cărbune Francisc.

Specia are o răspîndire geografică mare; ea este menţionată ca o formă caracteristică aquitanianului din Bazinul Aquitaniei. În molasa bavareză se întîlneşte din chattian pînă în burdigalian (O. Hölzl, 1957, 1962).

GASTEROPODE

Familia NERITIDAE

Subfamilia NERITINAE

Genul Clithon Montfort 1810

Subgenul *Vittoclithon* Baker 1923

Clithon (Vittoclithon) arghissensis n.sp.

(pl. I, fig. 10—15)

Holotypus : pl. I, fig. 12, col. I. G., nr. 6 489.

Derivatio nominis : după numele localităţii Arghişu de unde au fost colectate astfel de exemplare.

Locus typicus : Arghişu, bazinul văii Almaşului, nord-vestul Transilvaniei.

Stratum typicum : stratele de Ticu superioare (chattian).

Diagnoză : Forme globuloase cu spira constituită din două tururi şi jumătate pînă la trei, dintre care ultimul foarte dezvoltat, suboval. Apexul aproape plat, nu proemină decît foarte slab deasupra ultimului tur de spiră. Calozitate columelară largă. Apertura semicirculară prezintă marginea externă arcuită, iar cea internă nedelimitată de baza ultimului tur de spiră. Ornamentaţia este constituită din benzi spirale subţiri, brune pe fond gălbui-crem.

Diagnose : Formes globuleuses à spire constituées de deux tours et demi jusqu'à trois, dont lequel le dernier très développé, suboval. Apex presque aplatti, proéminant très faiblement au-dessus du dernier tour de spire. Calosité columellaire large, aplattie, sans démarcation nette par rapport à la base du dernier tour. L'ouverture semicirculaire présente le bord externe courbé, et celui interne faiblement concave et crénelé.

L'ornementation externe est constituée par des bandes spirales minces, brunes sur un fond jaunâtre-crème. Par endroits, celles-là forment des angles aiguisés. Parfois les éléments colorés se groupent en zones longitudinales séparées par des zones non colorées.

Comparaţii. Formele descrise sînt comparabile cu *Theodoxus aloeodus* Sandb. (Fr. Sandberger, 1863, pl. XX, fig. 13, 13a), cu *Neritina callifera* Sdbgr. (R. Ludwig, 1865, p. 65, pl. XIX, fig. 1, 1 a — d, 3—5), *Neritina fluviatilis* Lmk. (R. Ludwig, 1865, p. 66, pl. XIX, fig. 11—14, 14 a, 15—17) şi *Neritina alloeodus* Sdbgr. (R. Ludwig, 1865, p. 64, pl. XVIII, fig. 19, 19 a; pl. XIX, fig. 2, 2 a, 9, 10, 10 a).

De asemenea, acestea se apropie și de *Neritina picta* Fér. (*Neritina fulminifera* Sdbgr.) (R. Ludwig, 1865, p. 62, pl. XVIII, fig. 1, 1 a, 2—4, 4 a, 5—8, 8 a, 9, 9 a, 10, 10 a, 11—12), de *Neritina subangularis* Sdbgr. (R. Ludwig, 1865, p. 63, pl. XVIII, fig. 13, 13 a, 14, 14 a, 15—17, 17 a, 18, 18 a), precum și de *Clithon* (*Vittoclithon*) *alloeodus* (Sandberger, 1863) (Anna Ondrejíčková, J. Seneš, 1965, p. 169, pl. I, fig. 3—4).

Formele din Bazinul Transilvaniei deși au o colorație asemănătoare cu cele ilustrate de R. Ludwig, se deosebesc de acestea prin ultimul tur de spiră mai scurt, apex puțin reliefat, aproape plat, striuri de creștere slab marcate, apertura semicirculară, iar nu alungită așa cum se observă la formele ilustrate de R. Ludwig. Acestea prezintă caractere endemice, fiind grupate într-o specie nouă ce se apropie de forma *C.(V) alloeodus* descrisă și ilustrată de Sandberger (1863, pl. XX, fig. 13, 13 a).

Răspîndire. Specia *C. (V.) arghissensis* n. sp. se întîlnește în depozitele supraiacente intercalațiilor cărbunoase ale stratelor de Ticu superioare.

Familia **STENOTHYRIDAE**

Subfamilia **STENOTHYRINAE**

Genul **Stenothyrella** Wenz 1939

Stenothyrella lubricella (Sandberger)

(pl. II, fig. 16, 16 a)

1863 — *Nematura lubricella* A. Braun sp. (Fr. Sandb., p. 79, pl. VI, fig. 7, 7 a).
1870/75 — *Nematura lubricella* A. Braun (Fr. Sandb., p. 341, pl. XX, fig. 23).
1884 — *Nematura lubricella* Al. Br. sp. (A. Andreae, p. 273).
1939 — *Stenothyrella lubricella* (Sandberger) (W. Wenz, p. 588, fig. 1 610 in text).
1953 — *Stenothyra lubricella* (Sandb.) = *Nematura lubricella* Sandb. (S. Gillet, p. 413, pl. II, fig. 5).
1963 — *Stenothyrella lubricella* (Sandberger) (V. Moisescu, p. 204, 207, 209).
1964 b — *Stenothyrella lubricella* (Sandberger) (V. Moisescu, p. 65, 68).
1965 — *Stenothyrella lubricella* (Sandberger) (V. Moisescu, p. 257).
1965 — *Stenothyra lubricella* (Standberger, 1863) (Anna Ondrejíčková — J. Seneš, p. 170, pl. II, fig. 15, 16).
1968 — *Stenothyrella lubricella* (G. Bombiță și V. Moisescu, p. 717).
1968 b — *Stenothyrella lubricella* (Sandb.) (V. Moisescu, p. 500).

Cochilie de talie foarte mică, cu înălțimea de 2,80 mm, lățimea 1,50 mm și unghiul apical de circa 30°.

Prezintă un contur ovoidal, cu un număr de 4 tururi de spiră, plus ultimul (turul bazal) care, fiind mai dezvoltat, ocupă jumătate din înălțimea cochiliei. Apertura oval-alungită se îngustează către extremitatea

superioară. Peristomul cu buza externă subţire şi arcuită. Marginea columelară slab convexă se delimitează net de cochilie. Sutura este fină, dar evidentă. La exterior cochilia este lipsită de ornamentaţie.

Comparaţii. Exemplarul din Bazinul Transilvaniei este comparabil cu ceea ce Fr. Sandberger (1863, pl. VI, fig. 7, 7 a), W. Wenz (1939, p. 588, fig. 1 610 in text), S. Gillet (1953, p. 413, pl. II, fig. 5) şi Anna Ondrejíčková — J. Seneš (1965, p. 170, pl. II, fig. 15, 16) au descris şi figurat sub numele de *Nematura*, *Stenothyrella* sau *Stenothyra lubricella*. Cît priveşte forma ilustrată de R. Ludwig (1865, p. 86, pl. XXII, fig. 55), aceasta se deosebeşte de cea din Bazinul Transilvaniei prin ultimul tur de spiră mai alungit, celelalte tururi foarte subţiri şi un apex ascuţit. Asemănarea cea mai evidentă o are cu forma ilustrată de W. Wenz din marnele cu „cirene" chattiene, precum şi faţă de cele figurate de A. Ondrejíčková — J. Seneš.

Răspîndire. În Bazinul Parisului, *S.lubricella* se întîlneşte la partea superioară a stampianului, iar în Alsacia în nivelul marnelor cu „cirene". W. Wenz o menţionează din rupelianul şi chattianul Bazinului Mainz. În Transilvania, forma menţionată se găseşte în stratele de Ticu superioare, deasupra nivelului de cărbune Francisc, în asociaţie cu *Brotia (Tinnyea) escheri grossecostata*, *Congeria basteroti*, ostracode etc.

Familia **THIARIDAE**

Subfamilia **MELANATRIINAE**

Genul **Brotia** H. Adams 1866

Subgenul ***Tinnyea*** Hantken 1887

Brotia (Tinnyea) escheri grossecostata (Klein)

(pl. II, fig. 17—22)

1870/75 — *Melania escheri* var. *grossecostata* Klein (Fr. Sandb., p. 572, pl. XXVIII, fig. 14 a, 14 b).
1893 — *Melania escheri* var. *rotundata* Sandberger (A. Locard, p. 168, pl. IX, fig. 11).
1893 — *Melania aquitanica* Noulet (A. Locard, p. 172, pl. IX, fig. 14— non Noulet).
1929 — *Brotia escheri grossecostata* (Klein) (W. Wenz, p. 2 594).
1939 — *Brotia (Tinnyea) escheri grossecostata* (Klein) (W. Wenz, p. 687, fig. 1975 a).
1960 — *Brotia (Tinnyea) escheri grossecostata* (Klein) (Gr. Răileanu şi colab., p. 268).
1963 — *Brotia (Tinnyea) escheri grossecostata* (Klein) (V. Moisescu, p. 205, 206, 209).
1964 b — *Brotia (Tinnyea) escheri grossecostata* (Klein) (V. Moisescu, p. 65, 68).
1965 — *Brotia (Tinnyea) escheri grossecostata* (Klein) (V. Moisescu, p. 257, 261).
1968 — *Brotia (Tinnyea) escheri grossecostata* (G. Bombiţă şi V. Moisescu, p. 717).

Forme de talie relativ mare pînă la 60—70 mm lungime şi cu un unghi apical în jur de 20—22°. Au o spiră conică cu o creştere înceată a

tururilor pe care se observă o carenă reliefată mai ales pe ultimele 4—5, ascuțită, deseori ondulată din cauza coastelor axiale. Pe suprafața tururilor se observă două, uneori trei cordoane spirale sub carenă și două sau trei deasupra carenei. Ultimul tur de spiră are de obicei cinci cordoane sub carenă, uneori șase, mai depărtate între ele și totodată mai subțiri. Tururile sînt prevăzute și cu coaste axiale, ușor arcuite, în număr de 5—6 pe jumătate de tur.

Apertura ovală, largă la partea mediană, se ascute ușor către extremitatea superioară. Spre partea inferioară, aceasta se prelungește cu o ușoară depresiune canaliformă. Peristomul are marginea columelară puțin îngroșată și net demarcată față de baza ultimului tur.

Comparații. Exemplarele ce provin din regiunea Arghișu sînt de obicei deformate, ceea ce îngreunează compararea anumitor caractere cu formele descrise pînă acum.

Prin talia și ornamentația lor, exemplarele din Bazinul Transilvaniei se apropie cel mai mult de ceea ce W. W e n z (1939, p. 687, fig. 1975 a in text) a figurat sub numele de *Brotia* (*Tinnyea*) *escheri grossecostata* (Klein).

Răspîndire. Subspecia descrisă este menționată în chattianul din Bazinul Mainz și aquitanianul din Franța. În regiunea Arghișu se găsește într-o asociație cu *Melanopsis impressa hantkeni*, *C.basteroti*, *C.tenuissima*, *Hippeutis*, *Stenothyrella* etc.

Brotia (Tinnyea) escheri bicincta (Sandberger).

(pl. II, fig. 23)

1863 — *Melania escheri* Al. Brongn. (Fr. Sandberger, p. 89, pl. VI, fig. 14 c, 15, 15 a, 15 b).

1870/75 — *Melania escheri* var. *bicincta* Sandb. (Fr. Sandberger, p. 340, pl. XX, fig. 18).
1894 — *Melania escheri* Mér. var. (A. Koch, p. 368).
1897 — *Melania escheri* Mérian var. *bicincta* Sandbg. (W. Wolff, p. 290, pl. XXVIII, fig. 12).
1929 — *Brotia escheri bicincta* (Sandberger) (W. Wenz, p. 2592).
1963 — *Brotia* (*Tinnyea*) *escheri escheri* (Brongniart) (V. Moisescu, p. 205, 209).
1964 b — *Brotia* (*Tinnyea*) *escheri escheri* (Brongniart) (V. Moisescu, p. 65, 68).
1965 — *Brotia* (*Tinnyea*) *escheri escheri* (Brongniart) (V. Moisescu, p. 257).
1965 — *Brotia escheri* cf. *bicincta* (Sandberger, 1863) (Anna Ondrejíčková — J. Seneš, p. 151, 172).
1968 — *Brotia* (*Tinnyea*) *escheri bicincta* (G. Bombiță și V. Moisescu, p. 717).

Cîteva exemplare de Brotia, colectate din stratele de Ticu superioare, de talie mijlocie, deși incomplete și slab conservate, prezintă pe fiecare tur de spiră cîte 5—6 coaste transversale reliefate și slab recurbate; de asemenea, cinci cordoane spirale, dintre care cel din mijloc (al treilea), mai reliefat, formează carena.

Comparații. Formele descrise se aseamănă cu ceea ce Fr. Sandberger (1863, pl. VI, fig. 14 c, 15, 15 a, 15 b) a ilustrat sub numele de *Melania escheri* Al. Brongn. Asemănarea privește coastele transversale bine reliefate, cît și cordoanele spirale. La forma lui Fr. Sandberger coastele nu sînt recurbate, iar cel de-al treilea cordon spiral nu este suficient de dezvoltat ca să formeze carena. Forma ilustrată de Sandberger aparține subspeciei *B.(T.) escheri bicincta*; de altfel, Anna Ondrejíčková — J. Seneš (1965 p. 172) o introduce în sinonimia acestei subspecii.

Exemplarele de *Brotia* din Bazinul Transilvaniei se apropie și de ceea ce W. Wolff (1897, p. 290, pl. XXVIII, fig. 12) descrie și ilustrează sub numele de *Melania escheri* Mérian var. *bicincta* Sandbg. Caracterele comune ambelor forme se referă la ornamentația de pe tururile de spiră, precum și la cel de-al treilea cordon spiral reliefat care constituie carena.

Răspîndire. W. Wenz (1929, p. 2592) citează subspecia de mai sus din marnele cu „cirene" chattiene ale molasei bavareze. După W. Wolff (1897, p. 304—305), aceasta este prezentă în aquitanianul de la Bilten și Ralligen, în marnele cu „cirene" chattian-aquitaniene din Bavaria, în aquitanianul din sud-vestul Franței, precum și în calcarele cu ceriți din Bazinul Mainz.

Familia **MELANOPSIDAE**

Subfamilia **MELANOPSINAE**

Genul **Melanopsis** Férrusac 1807

Subgenul ***Lyrcaea*** H. Adams 1854

Melanopsis (Lyrcaea) impressa hantkeni Hofmann

(pl. II, fig. 24—33)

1870 — *Melanopsis hantkeni Hofmann* sp. (K. Hofmann, p. 26, pl. III, fig. 5 a—c).
1872 — *Melanopsis hantkeni* Hofm. (M. Hantken., p. 86).
1894 — *Melanopsis hantkeni* Hofm. (A. Koch, p. 368, 377, 380).
1897 — *Melanopsis hantkeni* Hofm. (W. Wolff, p. 291, pl. XXVIII, fig. 13—15).
1900 — *Melanopsis hantkeni* Hofm. (M. Blanckenhorn, p. 395, 401).
1914 — *Melanopsis (Lyrcaea) hantkeni* Hofm. (Roth v. Telegd. K., p. 42).
1929 — *Melanopsis hantkeni* Hofmann (W. Wenz, p. 2 736).
1937 — *Melanopsis hantkeni* Hofm. (E. Baumberger, p. 386).
1954/55 — *Melanopsis hantkeni* Hofmann (V. Tzankov și Em. Belmustakov, p. 167, pl. III, fig. 11).
1957 — *Melanopsis hantkeni* Hofmann (O. Hölzl, p. 73).
1958 — *Melanopsis hantkeni* Hofmann (O. Hölzl, p. 15, 16, 17, 18).
1960 — *Melanopsis hantkeni* Hofmann (Gr. Răileanu și colab., p. 268, 270).
1962 — *Melanopsis hantkeni* Hofmann (O. Hölzl, p. 12, 14, 232, 233, 235, 246).

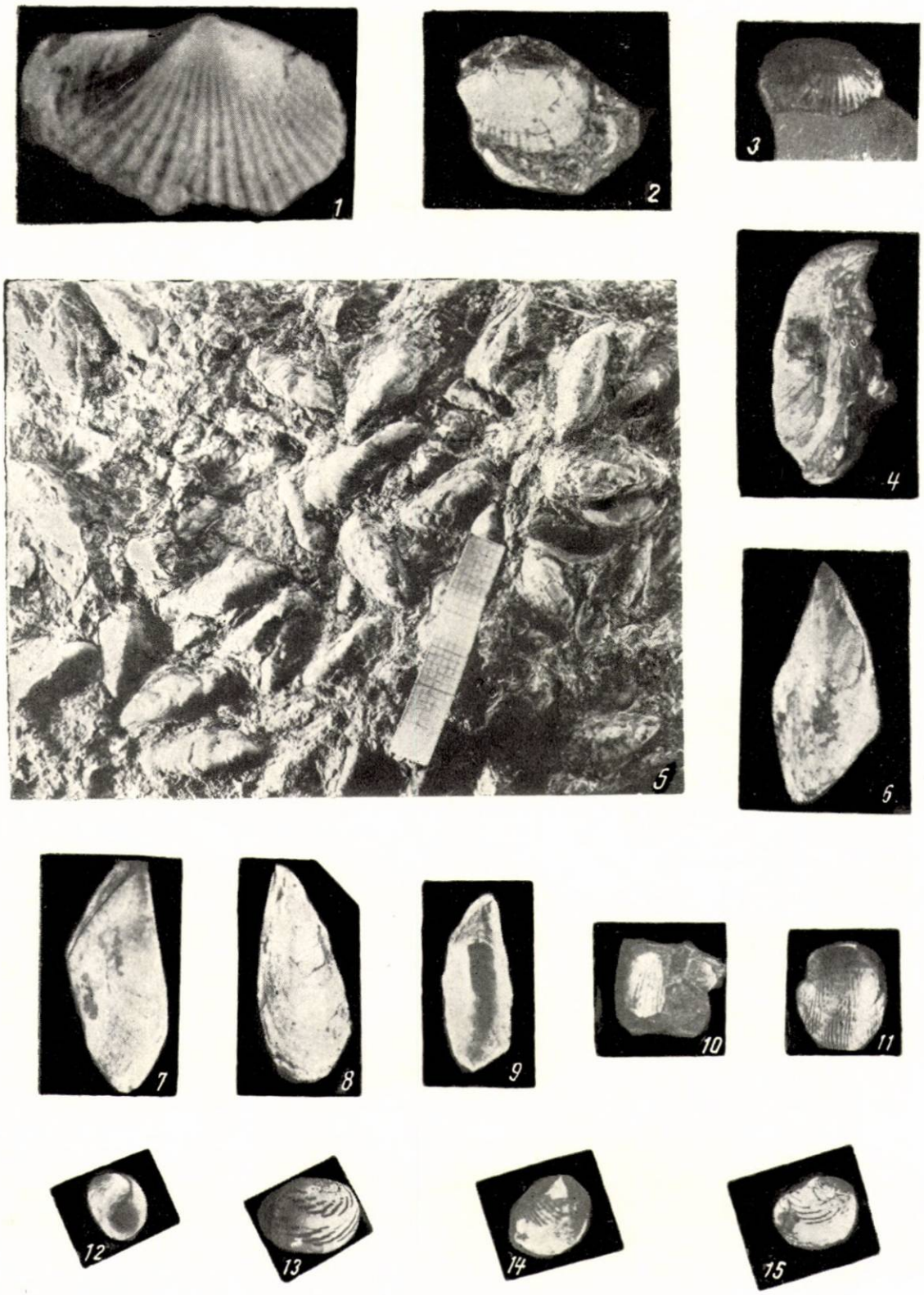


Fig. 1. — *Cardium* n. sp. (8 ×).
Fig. 2, 3. — *Cardium* (*Cerastoderma*) aff. *concameratum* Hölzl.
Fig. 4—9. — *Congeria basteroti* (Deshayes).
Fig. 10—15 — *Clithon* (*Vittoclithon*) *arghissensis* n. sp. (fig. 12, — holotip; fig. 10—11, 13—15 — paratipi).

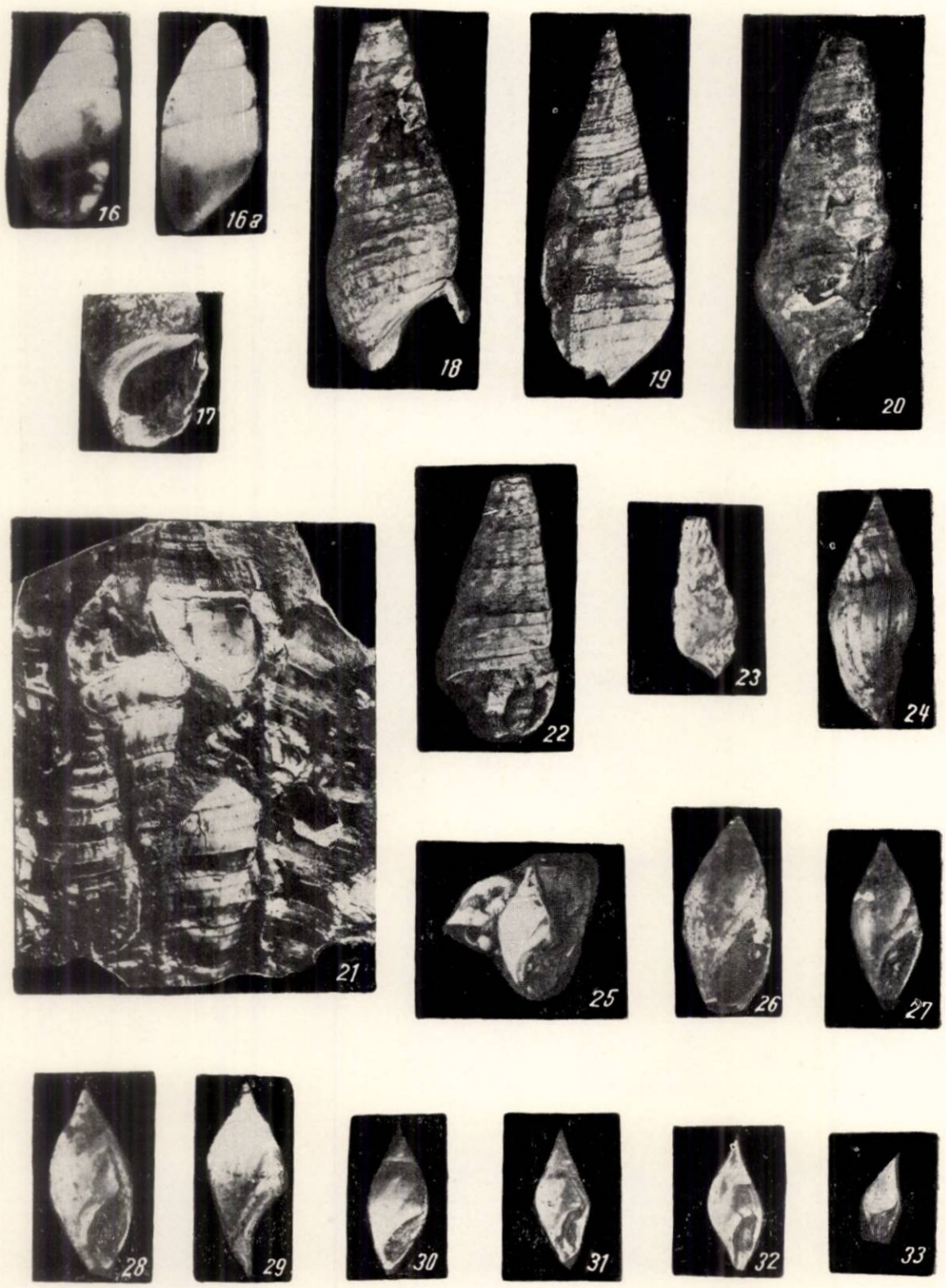


Fig. 16, 16a. — *Stenothyrella lubricella* (Sandberger) (10 ×).
Fig. 17—22. — *Brotia* (*Tinnyea*) *escheri grossecostata* (Klein).
Fig. 23. — *Brotia* (*Tinnyea*) *escheri bicincta* (Sandberger).
Fig. 24—33. — *Melanopsis* (*Lyrcaea*) *impressa hantkeni* Hofmann.

1963 — *Melanopsis hantkeni* Hofmann (V. Moisescu, p. 205, 206, 208, 209).
1964 b — *Melanopsis hantkeni* Hofmann (V. Moisescu, p. 65, 68).
1965 — *Melanopsis hantkeni* Hofmann (V. Moisescu, p. 257, 258).
1966 — *Melanopsis impressa hantkeni* Hofmann (T. Báldi, p. 175, 183, 186).
1968 — *Melanopsis impressa hantkeni* (G. Bombiță și V. Moisescu, p. 717).
1968 b — *Melanopsis impressa hantkeni* Hofmann (V. Moisescu, p. 500).

Comparații. Melanopsis hantkeni a fost comparat de K. Hofmann (1870, p. 26) cu *M.impressa* Krauss, *M.callosa* A. Braun și *M.ancillaroides* Desh. Această specie se mai apropie și de *M.kleini* Kurr (Fr. Sanb., 1870/75, p. 574, pl. XVIII, fig. 15) și *M.subulata* (Fr. Sandb., 1870/75, p. 574, pl. XX, fig. 21).

W. Wolff (1897, p. 291) introduce în sinonimia acestei specii și formele de *M.foliacea* Gümbel și *M. acuminata* Sandberger, care prezintă marginea tururilor puțin îngroșată sub sutură.

Roth v. Telegd K. (1914 — p. 42) arată că *M. aquensis* Grat. (M. Hörnes, 1856, p. 597, pl. XLIX, fig. 11), *M.clava* Sandb. (Sandberger 1870/75, p. 512, pl. XXV, fig. 31) și *M.impressa* Krauss var. *monregalensis* Sacco (Schaffer, 1912, p. 158, pl. LII, fig. 10—11) aparțin speciei *M. hantkeni* Hofm. Deosebirile care există la aceste forme față de cea descrisă de K. Hofmann pun la îndoială exactitatea sinonimiilor întocmite de W. Wolff și Roth v. Telegd. K.

Pe de altă parte, T. Báldi (1966, p. 175, 183, 186) introduce forma descrisă de K. Hofmann în cadrul speciei *M.impressa* Krauss ca o subspecie a acesteia, ceea ce ni se pare cel mai probabil. De fapt K. Hofmann (1870) cînd a creat această specie a comparat-o în primul rînd cu forma descrisă de Krauss, cu care prezintă cele mai multe afinități.

Răspîndire. Este o subspecie chattian-aquitaniană, întîlnindu-se în stratele cu „cirene" din molasa bavareză. W. Wenz (1929, p. 2738) o citează din stratele de Sotzka (Iugoslavia), precum și din regiunile Esztergom (Ungaria) și Embója (Grecia).

FORMES DE MOLLUSQUES DANS LES COUCHES DE TICU SUPÉRIEURES (NORD—OUEST DE LA TRANSYLVANIE)

RÉSUMÉ

Dans le présent travail sont décrites quelques formes de Mollusques rencontrées dans les Couches de Ticu supérieures (nord-ouest de la Transylvanie) d'âge chattien.

Deux d'entre elles (*Cardium* n. sp. et *Vittoclithon arghissensis* n. sp.) sont des formes endémiques. *Congeria basteroti* et *Melanopsis* (*Lyrcaea*) *impressa hantkeni* se trouvent généralement dans l'Aquitanien du sud-ouest de la France et dans la Molasse bavaroise. D'autres formes se rencontrent dans le Chattien ou représentent des formes de transition du Stampien au Chattien, comme par exemple *Stenothyrella lubricella* (Sandberger).

BIBLIOGRAFIE

ANDREAE A. (1884), *Ein Beitrag zur Kenntniss der Elsässer Tertiärs*, Abh. geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen. **II**, Strassburg.

ANDRUSOV N. I. (1897), *Iskopaemîe i jivuşcie Dreissensidae Evrazii*, in *Izbrannîe Trudî*, **III**, 1964, Moscova.

BÀLDI T. (1966), *Az egri felsöoligocén rétegsor és Molluszka-fauna újravizsgálata*, Földt. Közl., **XCVI**, *2*, Budapesta.

BAUMBERGER E. (1937), *Bivalven aus dem subalpinen Stampien des Vorarlbergs mit besonderer Berücksichtigung des Deformationsproblems*, Ecl. Geol. Helv., **XXX**, *2*, Bassel.

BITTNER A. (1884), *Die Tertiär — Ablagerungen von Trifail und Sagor*, Jahrb. d.k.k. geol. RA, Viena, **XXXIV**, *3*.

BLANCKENHORN M. (1900), *Das Alter der Schylthalschichten in Siebenbürgen und die Grenze zwischen Oligocän und Miocän*, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Berlin, **LII**.

BOMBIŢĂ G., MOISESCU V. (1968), *Données actuelles sur le Nummulitique de Transylvanie*, Mém. B.R.G.M.I., Paris, *58*.

COSSMANN M., PEYROT A. (1912—1914), *Conchologie néogènique de l'Aquitaine*, Act. Soc. Linn., Bordeaux.

GILLET S. (1953), *Les marnes à Cyrènes de l'Oligocène d'Alsace*, Rev. Inst. Fr. Petr., Paris, **VIII**.

HANTKEN M. (1872), *Die geologischen Verhältnisse des Graner Braunkohlengebietes*, Mitth. a.d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. Viena, **I**, *1*.

HOFMANN K. (1870), *A Zsily-völgyi szénteknö*, A Magyarhoni Földt. Árs. Munkálatai, Budapesta, **V**.

HÖLZL O. (1957), *Die Corbiculidae der oligozänen und miozänen Molasse Oberbayerns*, Geologica Bavarica, München, *29*.

HÖLZL O. (1958), *Die Mollusken-Fauna des oberbayerischen Burdigals*, Geologica Bavarica, München, *38*.

— (1962), *Die Mollusken fauna der oberbayerischen marinen Oligozänmolasse zwischen Isar und Inn und ihre stratigraphische Auswertung*, Geologica Bavarica, München, *50*.

HÖRNES M. (1856—1870), *Die Fossilen Mollusken des Tertiaer-Beckens von Wien*, Viena, **I—II**.

KOCH A. (1894), *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile I. Theil. Paläogene Abtheilung*, Mitth. a.d. Jahrb. d.k. ung. geol. Anst., Budapesta, **X**, *6*.

LOCARD A. (1893), *Monographie des Mollusques tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse*, Mém. Soc. Paléont. Suisse, Geneva, **XIX**.

LUDWIG R. (1865—1866), *Fossile Conchylien aus den tertiären Süsswasser — und Meerwasser — Ablagerungen in Kurhessen, Gross-herzogthum Hessen und der Bayer'schen Rhön*, Palaeontographica, Cassel, **XVI**.

MOISESCU V. (1963), *Contribuţii la cunoaşterea faunei de moluşte oligocene din regiunea Ticu-Tămaşa (Bazinul văii Almaşului, nord-vestul Transilvaniei)*, St. cerc. geol., **VIII**, *2*.

— (1964 *a*), *O specie nouă de Congeria în depozitele oligocenului superior din nord-vestul Transilvaniei*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **IX**, *2*.

— (1964 *b*), *Contributions à la connaissance de la faune de Mollusques oligocènes de la région Ticu—Tămaşa (Bassin de l'Almaş, NW de la Transylvanie)*, Rev. Roum. Géol. Géophys Géogr. — sér. Géologie, **VIII**, *1—2*.

— (1965), *Contribuţii la studiul faunei de gasteropode oligocene din orizontul marno-şistos fosilifer de la Sînpaul (nord-vestul Transilvaniei)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **X**, *1*.

— (1968 *a*), *Asupra unui nivel cu Nuculana în stratele de Ticu superioare de pe valea Berecoaia — Mera (nord-vestul Transilvaniei)*, St. cerc. geol. geof., geogr., Seria geologie, **XIII**, *1*.

— (1968 *b*), *Cercetări geologice în împrejurimile oraşului Cluj*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **XIII**, *2*.

— (1968 *c*), *Asupra unor forme naiadide terţiare în stratele de Ticu superioare din nord-vestul Transilvaniei*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **XIII**, *2*.

MOISESCU V., POPESCU GH. (1967), *Studiul stratigrafic al formaţiunii paleogene şi miocene din regiunea Chinteni—Baciu—Sînpaul (nord-vestul Transilvaniei)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **XII**, *1*.

ONDREJÍČKOVÁ ANNA, SENEŠ JÁN (1965), *Oligocén južného Slovenska a jeho mäkkýšová fauna*, Sborn. geol. vied, západné Karpaty, rad ZK — zväzok, Bratislava, *4*.

RĂILEANU GR., PATRULIUS D., MĂRGĂRIT E., DRAGU V. (160), *Corelarea molaselor cu antracoterii mari din Transilvania şi Bazinul Petroşeni*, St. cerc. geol., **V**, *2*.

Roth v. Telegd K. (1914), *Eine Oberoligozäne Fauna aus Ungarn*, Geol., Hung., Budapesta, *1*
Sandberger Fr. (1863), *Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens*, Wiesbaden.
— (1870—75), *Die Land-und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt*, Wiesbaden.
Seneš J. (1958), *Pectunculus-Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken*, Geol. Práce, Bratislava, *1*.
Tzankov V., Belmustakov Em. (1954—55), *Contribution à la connaissance de la faune tertiaire en Albanie, 1. La faune oligocène des environs de Kortcha*, An. Univ. Sofia, **XLX**, *2*.
Wenz W. (1921), *Das Mainzer Becken und seine Randgebiete 2. Die tertiären Ablagerungen des Mainzer Beckens*, Heidelberg.
— (1929), *Fossilium Catalogus*, Berlin, **IX**, *X*, *40*, *43*.
— (1938—39), *Gastropoda. Handbuch der Paläozoologie VI* (*1—3*). *Prosobranchia*, Berlin.
Wolff W. (1897), *Die Fauna der südbayerischen Oligocaenmolasse*, Palaeontographica, Stuttgart, **XLIII**.

Primit în redacție la 9 noiembrie 1968 *Institutul geologic*

FAUNA SARMAȚIANĂ DE LA VÎRCIOROG (BAZINUL VADULUI)

DE

E. NICORICI

55 (05)

Fauna sarmațianului inferior de la Vîrciorog — Bihor se remarcă ca o asociație deosebit de bogată, reprezentată cu deosebire prin moluște foarte bine conservate. Pentru prima dată această faună a fost pusă în evidență de către noi, într-un articol anterior (E. Nicorici și D. Istocescu, 1970), în care prezentăm situația lito- și biostratigrafică a sarmațianului din regiune, însoțită de o listă cu 58 de specii de moluște.

Depozitele sarmațiene de la Vîrciorog sînt așezate direct peste fundamentul mezozoic al regiunii, care formează bordura nordică a Munților Pădurea Craiului, sînt dezvoltate pe o grosime de circa 70 m și suportă la rîndul lor discordant și transgresiv marne cu *Congeria ornithopsis* Brusina și *Congeria partschi* Czjzek, ale pannonianului s. str.

Compoziția litologică a depozitelor constă din marne, argile (cîteodată cărbunoase), nisipuri, gresii, calcare, care uneori prezintă un caracter tufitic.

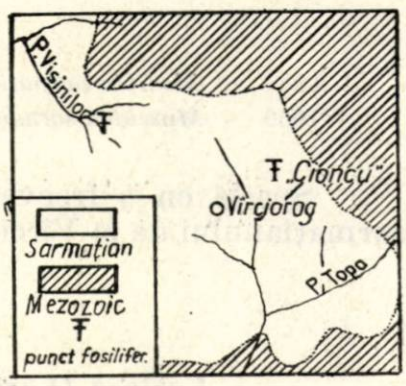


Fig. 1. — Schița geologică a regiunii Vîrciorog.

Cel mai important punct fosilifer din regiune, numit de către noi „Cioncu", este situat la nord de cătunul cu același nume, pe versantul drept al văii care vine de la „Fîntîna Doamnei".

Bogăţia extraordinară în indivizi şi specii din acest cuib fosilifer, gradul lor exemplar de păstrare, existenţa la multe specii a unor serii ontogenetice complete, fenomenele de gigantism observate la cîteva specii de gasteropode, toate la un loc arată că în apele salmastre ale sarmaţianului inferior din acest sector terminal al golfului Vîrciorog a existat un biotop extrem de favorabil dezvoltării unei biocenoze înfloritoare, cu totul eşită din comun.

Un alt sector cu interes paleontologic din regiunea Vîrciorog este Pîrîul Vişinilor, unde depozitele sarmaţiene sînt deschise în întregime, ele fiind în general foarte fosilifere, remarcîndu-se în cuprinsul lor mai multe nivele lumaşelice, bogate în forme mici de gasteropode, mai cu seamă aparţinătoare genului *Rissoa*.

În comparaţie cu alte asociaţii de moluşte sarmaţiene din Transilvania, fauna de la Vîrciorog se remarcă prin predominarea netă atît cantitativă, cît şi calitativă a gasteropodelor faţă de lamelibranhiate. În această privinţă, asociaţia de la Vîrciorog prezintă contigenţe doar cu fauna sarmaţiană de la Soceni — Banat.

În cele ce urmează, vom prezenta fauna de moluşte sarmaţiene de la Vîrciorog, nu înainte însă de a arăta că, în afară de moluşte, în aceste depozite mai există numeroase resturi de alte organisme, dintre care am identificat : alge — *Acicularia* cf.*conica* Boda (pl. VII, fig. 36) ; foraminifere—*Elphidium macellum* Fichtel et Moll, *Elphidium aculeatum* d' Orb., *Elphidium fichtelianum* (d'Orb.), *Elphidium regina* d'Orb. ; viermi — *Hydroides pectinata* Philippi (pl. VII, fig. 33), *Spirorbis heliciformis* Eichw. (pl. VII, fig. 25—32), precum şi numeroase ostracode.

Clasa LAMELLIBRANCHIATA

Familia MYTILIDAE

Masculus (Musculus) sarmaticus (Gatuev)

(pl. I, fig. 1)

1935 — *Modiola sarmatica* Gatuev ; Kolesnikov, p. 19, pl. I, fig. 5—7.
1959 — *Musculus sarmaticus* (Gatuev) ; Boda, p. 679, pl. I, fig. 8—9 ; pl. II, fig. 1 - 6.

Specie cu o frecvenţă moderată, mai ales în rocile calcaroase ale sarmaţianului de la Vîrciorog.

Familia LUCINIDAE

Loripes (Loripes) dujardini (Deshayes), (Hörnes)

(pl. I, fig. 2—13)

1934 — *Loripes dujardini* Deshayes ; Friedberg, p. 111, pl. XIX, fig. 17—19.
1968 — *Loripes (Loripes) dujardini* (Deshayes), (Hörnes) ; Hînculov, p. 100, pl. XIX, fig. 8a, 8b.

Dimensiuni: d.a.p. 11 mm; d.a.p. 10,5 mm; convex. 3,2 mm.
Formă destul de frecventă în cuibul fosilifer Cioncu. Este cunoscută din întregul miocen european. Din sarmațian este citată în Bazinul Beiuș, Bazinul Mehadiei, Ungaria, Polonia.

Familia **CARDIIDAE**

Cardium vindobonense vindobonense (Partsch) Laskarev

(pl. I, fig. 26)

1935 — *Cardium vindobonense* (Partsch) Laskarev; Kolesnikov, p. 84, pl. IX, fig 1—6.
1968 — *Cardium vindobonense vindobonense* (Partsch) Laskarev; Hînculov, p. 104, pl. XXI, fig. 9 a, 9 b, 10 a, 10 b.

Apare mai ales în formațiunile calcaroase de la Vîrciorog. Forme tinere și fragmente de cochilii am găsit și în punctul Cioncu.

Cardium lithopodolicum Dubois de Montpereux

1935 — *Cardium lithopodolicum* Dubois; Kolesnikov, p. 102, pl. XIV, fig. 7—10.
1968 — *Cardium lithopodolicum* Dubois de Montpereux; Ionesi, p. 239, pl. VI, fig. 12—14; pl. XXXVI, fig. 2, nr. 1.

Specie rară în sarmațianul de la Vîrciorog.

Cardium politioanei politioanei Jekelius

(pl. I, fig. 17—21)

1944 — *Cardium politioanei* Jekelius, p. 103, pl. XXXIV, fig. 1—29; pl. XXXV fig. 1—24.
1968 — *Cardium politioanei* Jekelius; Sagatovici, p. 103, pl. IX, fig. 19—23.

Am găsit numeroase exemplare tinere din această specie la punctul Cioncu. Forma este citată din sarmațianul de la Soceni, Bazinul Oaș, Austria, Iugoslavia.
Dimensiuni: d.a.p. = 1,7 mm; d.u.p. = 1,5 mm.

Cardium politioanei suessiformis Jekelius

(pl. I, fig. 22—25)

1944 — *Cardium politioanei suessiformis* Jekelius, p. 104, pl. XXVI, fig. 1—34.
1952 *Cardium politioanei suessiformis* Jek., Papp, p. 75, 1. XIV, fig. 7.
Exemplare juvenile din această specie apar în număr mare la Cioncu.

Dimensiuni : d.a.p. = 3,3 mm ; d.u.p. = 2,8 mm ;
„ 1,8 mm ; „ 1,3 mm.

Cardium latisulcum latisulcum Münster

(pl. I, fig. 14—16)

1952 — *Cardium latisulcum latisulcum* Münster ; Papp, p. 69, pl. XII, fig. 1—3.
1959 — *Cardium latisulcum* Münster ; Boda, p. 683, pl. IV, fig. 1—10 ; pl. V, fig. 1—3.

În punctul Cioncu această specie este reprezentată mai ales prin forme juvenile ale căror dimensiuni încep de la 1 mm.

Cardium? soceni (Jekelius)

(pl. II, fig. 2—8)

1944 — *Replidacna soceni* Jekelius, p. 110, pl. XL, fig. 1—22.

Am găsit numeroase fragmente de 3—5 mm din această specie, care apare mai frecventă în punctul Cioncu. Este cunoscută de la Soceni, iar mai recent a fost citată în sarmaţianul din Azerbaidjan (U.R.S.S.)

Cardium? aureliana (Jekelius)

(pl. I, fig. 28, 29)

1944 — *Replidacna aureliana* Jekelius, p. 111, pl. XL, fig. 23—30.

Deţinem cîteva fragmente umbonare de circa 5—6 mm. Formă cunoscută de la Soceni şi din Azerbaidjan.

Cardium? tibisii (Jekelius)

(pl. II, fig. 9)

1944 — *Replidacna tibisii* Jekelius, p. 109, pl. XXXVIII, fig. 19—24.

Am găsit cîteva fragmente umbonare din această specie la Cioncu.

Cardium? alpocensis (Jekelius)

(pl. I, fig. 27)

1944 — *Replidacna alpocensis* Jekelius, p. 108, pl. XXXVIII, fig. 1—18.

Deţinem un singur fragment umbonar găsit în punctul Cioncu.

Cardium? procarpatina (Jekelius)

(pl. II, fig. 1)

1944 — *Replidacna procarpatina* Jekelius, p. 109, pl. XXXIX, fig. 1—15.
1952 — *Cardium*? (*Replidacna*) *procarpatina* Jek., Papp, p. 80, pl. XV, fig. 14.

Specie rară în sarmaţianul de la Vîrciorog.

Cardium? covarasi (Jekelius)

(pl. I, fig. 30—32)

1944 — *Replidacna covarasi* Jekelius, p. 108, pl. XXXVII, fig. 19—21.

Cîteva fragmente umbonare am găsit în punctul Cioncu. Specie cunoscută de la Soceni şi din sarmaţianul din Azerbaidjan.

Familia **VENERIDAE**

Irus (Paphirus) gregarius gregarius (Partsch) Goldfuss

(pl. II, fig. 11, 12)

1935 — *Tapes gregarius* (Partsch) Goldfuss; Kolesnikov, p. 75, pl. VIII, fig.25—27.
1968 — *Irus* (*Paphirus*) *gregarius gregarius* (Partsch) (Goldfuss); Hînculov, p. 109, pl. XXIII, fig. 11 a, 11 b, 12 a, 12 b.

Din această specie am găsit forme juvenile cu dimensiunile : d.a.p. = = 1,9 mm; d.u.p. = 1,6 mm, precum şi fragmente de forme adulte.

Irus (Paphirus) vitalianus (D'Orbigny)

1940 — *Tapes vitalianus* d'Orb; Simionescu-Barbu, p. 159, pl. VII, fig. 37—41.
1959 — *Irus* (*Paphirus*) *vitalianus* (d'Orb.); Boda, p. 594, pl. X, fig. 1—8.

Am găsit numeroase fragmente din această specie în unele nivele marnoase de pe Pîrîul Vişinilor.

Familia **MESODESMATIDAE**

Ervilia dissita dissita (Eichwald)

(pl. II, fig. 13)

1935 — *Ervilia dissita* Eichw.; Kolesnikov, p. 39, pl. III, fig. 9—16.
1968 — *Ervilia dissita dissita* (Eichwald); Hînculov, p. 110, pl. XXIII, fig. 15.

Deţinem cîteva forme juvenile din această specie găsite la Cioncu. *Dimensiuni*: d.a.p. = 2,6 mm; d.u.p. = 1,9 mm.

Ervilia dissita podolica (Eichwald)

(pl. II, fig. 14)

1935 — *Ervilia dissita* var. *podolică* Eichw.; Kolesnikov, p. 42, pl. III, fig. 17—18.
1968 — *Ervilia dissita podolica* (Eichwald); Hînculov, p. 110, pl. XXIII, fig. 16—18.

Forme întregi se găsesc rar în sarmaţianul de la Vîrciorog.

Familia **MACTRIDAE**

Mactra (Mactra) vitaliana eichwaldi Laskarew

(pl. II, fig. 10)

1940 — *Mactra eichwaldi* Laskarev; Simionescu-Barbu, p. 155, pl. IX, fig. 57.
1959 — *Mactra vitaliana eichwaldi* Laskarew; Boda, p. 691, pl. XIV, fig. 10—18; pl. XV, fig. 1—12; pl. XVI, fig. 1—11.

Am găsit doar două exemplare complete din această specie. *Dimensiuni*: d.a.p. = 27,5 mm; d.u.p. = 22,7 mm; convex. = = 7,3 mm.

Familia **DONACIDAE**

Donax (Donax) dentiger Eichwald

1940 — *Donax dentiger* Eichw.; Simionescu-Barbu, p. 143, pl. VIII, fig. 27.
1968 — *Donax dentiger* Eichw.; Ionesi, p. 246, pl. I, fig. 20—22.

Specie rară în sarmaţianul de la Vîrciorog.

Familia **SEMELIDAE (SCROBICULARIIDAE)**

Abra reflexa (Eichwald)

1955 — *Abra reflexa* Eichw.; Moisescu, p. 177, pl. XVI, fig. 1, 2.
1968 — *Abra reflexa* Eichw.; Ionesi, p. 247, pl. II, fig. 2, 3.

Formă rară în depozitele sarmațiene de la Vîrciorog.

GASTROPODA

Familia **TROCHIDAE**

Calliostoma angulatum (Eichwald)

(pl. III, fig. 1—4)

1935 — *Trochus angulatus* Eichw.; Kolesnikov, p. 144, pl. XX, fig. 10—14.
1959 — *Calliostoma angulatum* (Eichwald); Boda, p. 702, pl. XXII, fig. 3.

În punctul Cioncu apar frecvent forme juvenile cu dimensiunile: înălțimea = 2,5 — 2 mm; lățimea ultimului tur = 1,2—1 mm.

Calliostoma styriacum (Hilber)

(pl. III, fig. 5—9)

1897 — *Phasianella styriaca* n.sp. Hilber, p. 192, fig. 1—3.
1959 — *Calliostoma styriacum* (Hilber); Boda, p. 700, pl. XXI, fig. 13—20.

Dimensiuni: înălțime = 4,2 mm; lățimea ultimului tur = 2,1 mm. Apare frecvent în punctul fosilifer Cioncu.

Calliostoma anceps joanneum (Hilber)

(pl. III, fig. 10, 11)

1897 — *Trochus anceps* var. *joanneum* var. nova. Hilber, p. 193, pl. I, fig. 4, 5.
1959 — *Calliostoma anceps joanneum* (Hilber); Boda, p. 699, pl. XX, fig. 19—24.

Dimensiuni: înălțimea = 3,3—2,6 mm; lățimea ultimului tur = = 2,6—1,8 mm

Calliostoma guttenbergi (Hilber)

(pl. III, fig. 12—21)

1897 — *Trochus guttenbergi* nov. sp. Hilber, p. 194, pl. I, fig. 7—8.
1959 — *Calliostoma guttenbergi* (Hilber); Boda, p. 699, pl. XXI, fig. 1—6.

Specie frecventă în cuibul fosilifer Cioncu.

Dimensiuni: înălţimea cochiliei = 11,7—3,4 mm; lăţimea ultimului tur = 7—3 mm.

Formă cunoscută din sarmaţianul din Ungaria şi Austria.

Gibbula (Colliculus) hoernesi Jekelius

(pl. III, fig. 22—24)

1944 — *Gibbula hoernesi* n.nom. (in litt.). Jekelius, p. 44.
1968 — *Gibbula* (*Colliculus*) *hoernesi* Jek.; Hînculov, p. 119, pl. XXVI, fig. 8—12.

Am găsit mai multe exemplare juvenile din această specie la Cioncu.

Dimensiuni: înălţime = 4,5 mm; lăţimea ultimului tur = 4,5 mm.

Sinzowia cf. **intermedia** Sinzow

(pl. III, fig. 25—28)

1935 — *Sinzowia intermedia* Sinz.; Kolesnikov, p. 197, pl. XXV, fig. 40—42.

Deţinem cîteva forme juvenile găsite la Cioncu.

Dimensiuni: înălţimea cochiliei = 4,2 mm; lăţimea ultimului tur = 1,7 mm.

Specie cunoscută din sarmaţianul mediu din U.R.S.S.

Familia **NERITIDAE**

Clithon (Vittoclithon) pictus pictus (Ferussac)

(pl. III, fig. 29 —46)

1955 — *Neritina* (*Theodoxus*) *picta* Ferussac; Moisescu, p. 195, pl. XIX, fig. 5, 6.
1959 — *Clithon* (*Vittoclithon*) *pictus pictus* (Ferussac); Boda, p. 727, pl. XXXIII, fig. 5—7.

Specie deosebit de frecventă în sarmaţianul de la Cioncu, unde apare în serii ontogenetice complete.

Familia **VALVATIDAE**

Valvata minima Fuchs

(pl. III, fig. 47, 48)

1944 — *Valvata (Cincinna) minima* Fuchs; Jekelius, p. 55, pl. VII, fig. 10.

Formă rară în depozitele sarmaţiene de la Vîrciorog.

Valvata simplex Fuchs

(pl. III, fig. 49—52)

1944 — *Valvata simplex* Fuchs; Jekelius, p. 54, pl. VII, fig. 6—9.
1959 — *Valvata simplex* Fuchs; Boda, p. 729, pl. XXXIII, fig. 20—21.

Dimensiuni: înălţime = 2—0,8 mm; lăţimea ultimului tur = 1,2—0,4 mm.

Familia **POMATIASIDAE**

Pomatias rivulare Eichwald

(pl. VII, fig. 23—24)

1966 — *Pomatias rivulare* Eichwald; Stekłov, p. 121, pl. I, fig. 8—10.

Dimensiuni: înălţime = 16,3 mm; lăţimea ultimului tur = 12 mm.
Această specie apare în nisipurile verzi bazale ale sarmaţianului de la Vîrciorog.

Familia **HYDROBIIDAE**

Hydrobia (Hydrobia) frauenfeldi frauenfeldi (Hörnes)

(pl. III, fig. 55—58)

1944 — *Hydrobia frauenfeldi* M. Hoern; Jekelius, p. 57, pl. IX, fig. 1—6.
1968 — *Hydrobia (Hydrobia) frauenfeldi frauenfeldi* (Hoern); Hinculov, p. 121, pl. XXVII, fig. 25 a, 25 b.

Specie frecventă mai ales în punctul Cioncu.

Hydrobia (Hydrobia) soceni Jekelius

(pl. III, fig. 61 ; pl. IV, fig. 1, 2)

1944 — *Hydrobia soceni* n.sp. Jekelius, p. 60, pl. XI, fig. 1—6.
1968 — *Hydrobia* (*Hydrobia*) *soceni* Jekelius; Hînculov, p. 122, pl. XXVIII, fig .1, 2.

Dimensiuni : înălţimea cochiliei = 3,2 mm ; lăţimea ultimului tur = = 1,4 mm.

Hydrobia (Hydrobia) banatica Jekelius

(pl. III, fig. 53—54)

1944 — *Hydrobia banatica* n.sp. Jekelius, p. 58, pl. IX, fig. 9—13.

Dimensiuni : înălţime = 2,4 mm ; lăţimea ultimului tur = 1,5 mm .

Hydrobia frauenfeldi suturata (Fuchs)

(pl. III, fig. 59, 60)

1944 — *Hydrobia suturata* Fuchs ; Jekelius, p. 58, pl. IX, fig. 14—16.
1952 — *Hydrobia frauenfeldi suturata* (Fuchs) ; Papp, p. 27, pl. III, fig. 1.

Dimensiuni : înălţime = 3 mm ; lăţimea ultimului tur = 1,5 mm.

Pseudamnicola inflata Jekelius

(pl. IV, fig. 3—6)

1944 — *Pseudamnicola inflata* n.sp. Jekelius, p. 64, pl. XII, fig. 20—23.

Dimensiuni : înălţime = 1,5—1 mm ; lăţimea ultimului tur = 0,8— —0,4 mm.

Pseudamnicola immuata Frauenfeld

(pl. IV, fig. 7—11)

1940 — *Hydrobia immuata* Frauenfeld ; Simionescu-Barbu, p. 68, pl. VI, fig. 26.
1944 — *Pseudamnicola immuata* Frauenfeld ; Jekelius, p. 62, pl. XII, fig. 4—7.

Dimensiuni : înălțime = 2—1,5 mm ; lățimea ultimului tur = 1,5—1 mm.

Pseudamnicola (Staja) sarmatica Jekelius

(pl. IV, fig. 12—16)

1944 — *Pseudamnicola sarmatica* n.sp. Jekelius, p. 63, pl. XII, fig. 8—10.
1968 — *Pseudamnicola (Staja) sarmatica* Jek., Hînculov, p. 122, pl. XXVIII, fig. 12.

Dimensiuni : înălțime = 3,8—2 mm ; lățimea ultimului tur = = 2,8—1,7 mm.

Pyrgula eugeniae (Neumayer)

(pl. IV, fig. 17—20)

1944 — *Pyrgula soceni* n.sp. Jekelius, p. 65, pl. XIII, fig. 4—8.
1959 — *Pyrgula eugeniae* (Neumayer) ; Boda, p. 734, pl. XXXV, fig. 6—7.

Dimensiuni : înălțime = 3—1,3 mm ; lățimea ultimului tur = = 1,8—1 mm.

Familia **RISSOIDAE**

Rissoa (Mohrensternia) inflata inflata Andrzejowsky

(pl. IV, fig. 21—25)

1935 — *Mohrensternia inflata* Andr. ; Kolesnikov, p. 211, pl. XXVII, fig. 3—6.
1959 — *Rissoa (Mohrensternia) inflata inflata* Andr. ; Boda, p. 705, pl. XXIII, fig. 6—11.

Dimensiuni : înălțime = 5 mm ; lățimea ultimului tur = 2,8 mm ;
" 6,1 mm " " " = 3,4 mm ;
" 3,3 mm " " " 2 mm.

Forma apare în număr mare atît în punctul Cioncu, cît și în unele nivele marnoase de pe Pîrîul Vișinilor.

Rissoa (Mohrensternia) inflata sarmatica Friedberg

(pl. IV, fig. 26—31)

1936 — *Mohrensternia sarmatica* n.sp. Friedberg, p. 389, pl. XXIII, fig. 8—10.
1959 — *Rissoa (Mohrensternia) inflata sarmatica* Friedberg. ; Boda, p. 705, pl. XXIII, fig. 12—14.

Dimensiuni : înălţime = 8,9 mm ; lăţimea ultimului tur = 4,6 mm ;
" 2,8 mm ; " " " 1,4 mm.

Una dintre cele mai frecvente forme de *Rissoa*. Apare mai ales în nivelele marnoase lumaşelice de pe Pîrîul Vişinilor.

Rissoa (Mohrensternia) inflata hydrobioides (Hilber)

(pl. IV, fig. 32–34)

1952 — *Mohrensternia hydrobioides* Hilber ; Papp, p. 35, pl. V, fig. 22–23.
1968 — *Rissoa (Mohrensternia) inflata hydrobioides* (Hilber) ; Hînculov, p. 123, pl. XXVIII, fig. 15, 16.

Dimensiuni : înălţime = 4,2 mm ; lăţimea ultimului tur = 2,1 mm. Specie frecventă în sarmaţianul de la Vîrciorog.

Rissoa (Mohrensternia) inflata graecensis (Hilber)

(pl. V, fig. 1, 2)

1959 — *Rissoa (Mohrensternia) inflata graecensis* Hilber ; Boda, p. 706, pl. XXIV, fig. 1–10.

Dimensiuni : înălţime = 6 mm ; lăţimea ultimului tur = 2,9 mm.

Rissoa (Mohrensternia) inflata multicostata Seneš

(pl. IV, fig. 35, 36)

1968 — *Rissoa (Mohrensterna) inflata multcostata* Seneš ; Hînculov, p. 123, pl. XXVIII, fig. 17.

Dimensiuni : înălţime = 4 mm ; lăţimea ultimului tur = 2 mm.

Rissoa (Mohrensternia) pseudoinflata (Hilber)

(pl. V, fig. 3–5)

1944 — *Mohrensternia pseudoinflata* Hilber ; Jekelius, p. 70, pl. XIV, fig. 19–21.
1914 (1954) — *Mohrensternia pseudoinflata* Hilber ; Friedberg, p. 390, pl. XXIII, fig. 13.

Dimensiuni : înălţime = 7,1 mm ; lăţimea 3,4 mm.

Rissoa (Mohrensternia) angulata angulata Eichwald

(pl. V, fig. 6–11)

1944 — *Mohrensternia angulata* Eichw. ; Jekelius, p. 71, pl. XV, fig. 7–8.
1959 — *Rissoa (Mohrensternia) angulata angulata* Eichw. ; Boda, p. 707, pl. XXIV, fig. 12–16.

Dimensiuni: înălțime = 3,7 mm; lățimea ultimului tur = 2 mm.

Rissoa (Mohrensternia) angulata styriaca (Hilber)

(pl. V, fig. 14–17)

1952 — *Mohrensternia styriaca* Hilber; Papp, p. 36, pl. V, fig. 24–26.
1959 — *Rissoa (Moherensternia) angulata styriaca* Hilber; Boda, p. 707, pl. XXIV, fig. 17–21.

Dimensiuni: înălțime = 6 mm; lățimea ultimului tur = 2,1 mm.

Rissoa (Mohrensternia) banatica Jekelius

(pl. V, fig. 23, 24)

1944 — *Rissoa banatica* Jekelius, p. 68, pl. XIV, fig. 11–13.
1952 — *Mohrensternia banatica* Jek.; Papp, p. 36, pl. V, fig. 30–33.

Dimensiuni: înălțime = 2,8 mm; lățimea ultimului tur = 1,9 mm.

Rissoa (Mohrensternia) pseudoangulata Hilber

(pl. V, fig. 12, 13)

1923 — *Mohrensternia pseudoangulata* Hilber; Friedberg, p. 394, pl. XXIII, fig. 17.

Dimensiuni: înălțime = 3,5 mm; lățimea ultimului tur = 1,9 mm.

Rissoa (Mohrensternia) pseudoangulata banatica Jekelius

(pl. V, fig. 18–22)

1944 — *Mohrensternia pseudoangulata banatica* Jekelius, p. 71, pl. XV, fig. 16–18.

Dimensiuni: înălțime = 3,7 mm; lățimea ultimului tur: 2 mm.

Rissoa (Mohrensternia) soceni Jekelius

(pl. IV, fig. 37–39)

1944 — *Rissoa soceni* Jekelius, p. 68, pl. XIV, fig. 9, 10.
1952 — *Rissoa soceni* Jek; Papp, p. 32, pl. V, fig. 36, 37.

Dimensiuni: înălțime = 3,4 mm; lățimea ultimului tur = 2 mm.

Rissoa (Mohrensternia) filipescui n.sp.

(pl. V, fig. 25—29)

Holotypus : pl. V, fig. 28, 29.

Derivatio nominis : Denumire dată în cinstea acad. prof. Miltiade Filipescu de la Universitatea București.

Stratum typicum : sarmațianul inferior (volhinian).

Locus tipicus : punctul fosilifer Cioncu de la Vîrciorog.

Diagnoza : Cochilie compusă din 6—7 ture de spiră. Primele ture convexe și complet netede, cu linia suturală profundă și dreaptă. Ultimul tur de spiră formează 1/2 din înălțimea cochiliei și spre deosebire de restul spirelor, care sînt netede, ultimul tur este ornamentat cu coaste transversale destul de dese și nu prea proeminente, asemănătoare cu cele de la *Rissoa* (*Mohrensternia*) *inflata multicostata* Seneš. La unele exemplare, coaste foarte fine, slab vizibile, apar și pe penultimul tur. Pe suprafața cochiliei sînt slab vizibile striuri foarte fine și dese de creștere. Apertura este ovală și ușor îngustată spre partea superioară.

Dimensiuni : înălțimea cochiliei = 4 mm; lățimea ultimului tur = = 2 mm.

Raporturi și deosebiri : într-o oarecare măsură specia descrisă aduce cu *Rissoa inflata multicostata*, deosebindu-se de aceasta printr-un unghi apical mai mic și prin lipsa completă a ornamentației la primele 4—5 ture.

Holotipul și celelalte forme ale acestei specii se găsesc în colecția Muzeului stratigrafic al Bazinului Transilvaniei de la Catedra de geologie-paleontologie a Universității din Cluj.

Rissoa (Mohrensternia) bihorensis n.sp.

(pl. V, fig. 30, 31)

Holotypus : pl. V, fig. 30, 31.

Derivatio nominis : după regiunea Bihor.

Stratum typicum : sarmațianul inferior (volhinian).

Locus typicus : punctul fosilifer Cioncu de la Vîrciorog.

Diagnoza : Cochilie de talie mică, formată din 6 ture de spiră. Linia suturală puțin adîncă. Ultimul tur reprezintă mai mult de 1/2 cochiliei. Turele protoconcei complet netede, începînd de la turul al treilea apare o ornamentație reprezentată prin coaste transversale drepte și destul de slab dezvoltate. Pe ultimul tur de spiră coastele transversale treptat se șterg. Apertura este de formă oval alungită.

Dimensiuni: înălțimea cochiliei=2,8; lățimea ultimului tur=1,2mm.

Raporturi și diferențe: nu am găsit nici o specie cu care forma descrisă să prezinte asemănări.

Holotipul se găsește în colecția Muzeului stratigrafic al Bazinului Transilvaniei de la Catedra de geologie-paleontologie a Universității din Cluj.

Familia **POTAMIDIDAE**

Terebralia bidentata lignitarum (Eichwald)

pl. VI, fig. (15—20)

1959 — *Potamides* (*Terebralia*) *lignitarum* (Eichwald); Boda, p. 709, pl. XXIV, fig. 22—26.
1968 — *Terebralia bidentata lignitarum* (Eichwald); Hînculov, p. 128, pl. XX, fig. 14 a, 14 b.

Deținem cîteva forme din această specie, găsite la Cioncu.

Pirenella disjuncta disjuncta (Sowerby)

(pl. VI, fig. 5—8)

1940 — *Cerithium disjunctum* Sow.; Simionescu-Barbu, p. 77, pl. I, fig. 9—12.
1968 — *Pirenella disjuncta disjuncta* (Sowerby); Hînculov, p. 125, pl. XXIX, fig. 9, 10.

Dimensiuni: înălțime = 28 mm; lățimea ultimului tur = 9,5 mm. Specie destul de frecventă în punctul Cioncu.

Pirenella picta mitralis (Eichwald)

(pl. V, fig. 32—46)

1952 — *Pirenella picta mitralis* Eichw; Papp, p. 40, pl. VI, fig. 11—18.
1968 — *Pirenella picta mitralis* (Eichwald); Hînculov, p. 124, pl. XXVIII, fig. 23—24.

Dimensiuni: înălțime = 30 mm; lățimea ultimului tur = 11 mm. În punctul fosilifer Cioncu apar nenumărate exemplare din această specie, găsindu-se serii ontogenetice complete, începînd cu exemplare cu o înălțime de 1 mm.

Pirenella picta bicostata (Eichwald)

(pl. VI, fig. 1—4)

1960 — *Pirenella picta bicostata* (Eichwald); Kojumdgieva, p. 108, pl. XXXI, fig. 15—17.
1968—*Pirenella picta bicostata* (Eichwald); Hînculov, p. 124, 1. XXVIII, fig. 25a 25b, 26.

Dimensiuni: înălțime = 28 mm; lățimea ultimului tur = 8,5 mm. Specie frecventă în punctul Cioncu.

Pirenella nodosoplicata biseriata (Friedberg)

(pl. VI, fig. 9—14)

1940 — *Cerithium biseriatum* Friedb ; Simionescu-Barbu, p. 90, pl. I, fig. 51.
1968 — *Pirenella nodosoplicata biseriata* (Friedberg) ; Hînculov, p. 127, fig. 7 a, 7 b.

Dimensiuni : înălțime = 13 mm ; lățimea ultimului tur = 4,7 mm. Deținem 8 exemplare din această specie găsite la Cioncu.

Familia **CERITHIDAE**

Bittium deforme Eichwald

(pl. VI, fig. 21—25)

1940 — *Bittium deforme* Eichwald ; Simionescu-Barbu, p. 100, pl. II, fig. 19, 20.
1968 — *Bittium deforme* Eichwald ; Ionesi, p. 250, pl. VIII, fig. 24, 25.

Dimensiuni : înălțime = 8,2 mm ; lățimea ultimului tur = 2,7 mm. Se găsește destul de frecvent în punctul Cioncu.

Cerithium (Thericium) rubiginosum rubiginosum Eichwald

(pl. VI, fig. 26—49)

1944 — *Pithocerithium rubiginosum* Eichwald ; Jekelius, p. 80, pl. XXI, fig. 1—17.
1968 — *Cerithium (Thericium) rubiginosum rubiginosum* Eichwald ; Hînculov, p. 132, pl. XXXI, fig. 12 a, 12 b.

Dimensiuni : înălțime = 35 mm ; lățimea ultimului tur = 12,5 mm. Nenumărate exemplare din această specie se găsesc în punctul Cioncu. Majoritatea exemplarelor sînt adulte, apar însă foarte multe forme juvenile, care formează serii ontogenetice complete. Remarcăm dimensiunile neobișnuit de mari pe care le înregistrează această specie în cuibul fosilifer Cioncu.

PLANȘA I

Fig. 1. — *Musculus (Musculus) sarmaticus* (Gatuev). Pîrîul Vișinilor.
Fig. 2—13. — *Loripes (Loripes) dujardini* (Deshayes), (Hörnes). Cioncu.
Fig. 14—16. — *Cardium latisulcum latisulcum* Münster. Cioncu ; × 6.
Fig. 17—21. — *Cardium politioanei politioanei* Jekelius. Cioncu ; × 7.
Fig. 22—25. — *Cardium politioanei suessiformis* Jekelius. Cioncu ; × 7.
Fig. 26. — *Cardium vindobonense vindobonense* (Partsch) Laskarev. Cioncu.
Fig. 27. — *Cardium? alpocensis* (Jekelius). Cioncu ; × 6.
Fig. 28, 29. — *Cardium? aureliana* (Jekelius). Cioncu ; × 6.
Fig. 30—32. — *Cardium? covarasi* (Jekelius). Cioncu ; × 6.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32

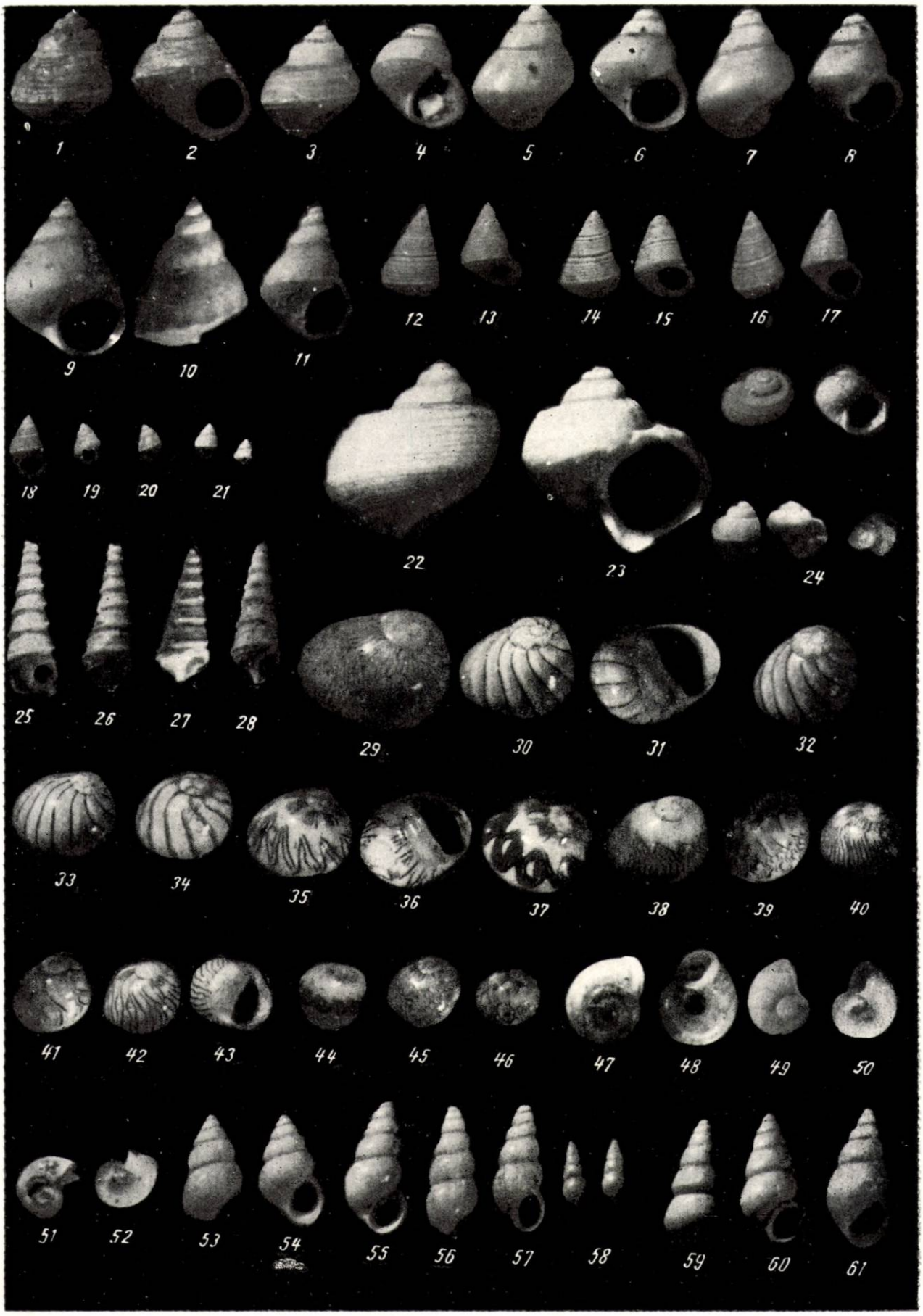
PLANȘA II

Fig. 1. — *Cardium*? *procarpatina* (Jekelius.) Cioncu ; × 6.
Fig. 2—8. — *Cardium*? *soceni* (Jekelius.) Cioncu ; × 6.
Fig. 9. — *Cardium*? *tibisii* (Jekelius.) Cioncu ; × 6.
Fig. 10. — *Mactra* (*Mactra*) *vitaliana eichwaldi* Laskarew. Pîrîul Vișinilor.
Fig. 11, 12. — *Irus* (*Paphirus*) *gregarius gregarius* (Partsch) Goldfuss. Cioncu ; × 5.
Fig. 13. — *Ervilia dissita dissita* (Eichwald). Cioncu ; × 4, 5.
Fig. 14. — *Ervilia dissita podolica.* (Eichwald). Cioncu.

1
2
3
4
5
6
7
8
10
11
12
13
14

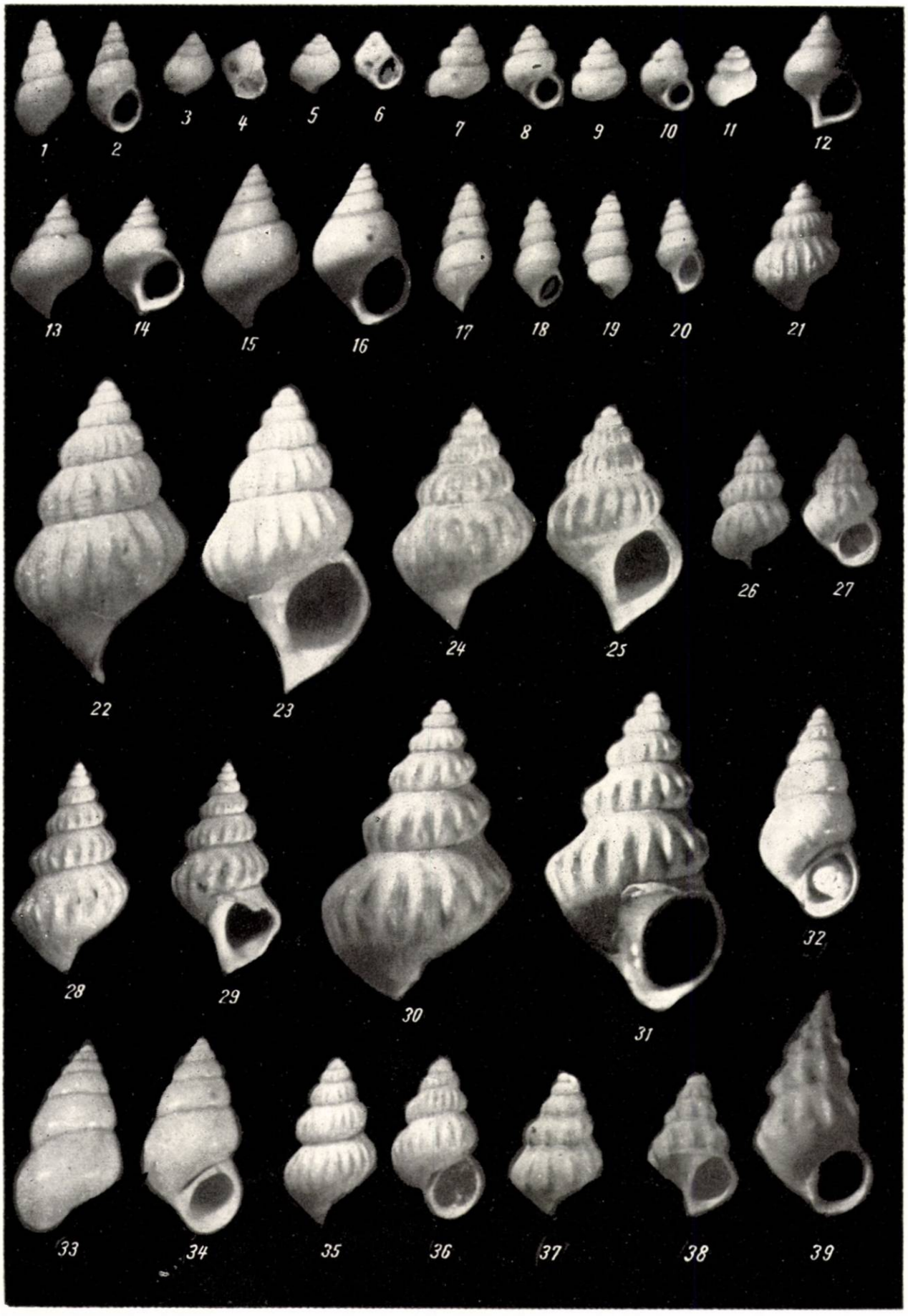
PLANȘA III

Fig. 1—4. — *Calliostoma angulatum* (Eichwald). Cioncu ; × 8.
Fig. 5—9. — *Calliostoma styriacum* (Hilber). Cioncu ; × 6.
Fig. 10—11. — *Calliostoma anceps joanneum* (Hilber). Cioncu ; ×6.
Fig. 12—21. — *Calliostoma guttenbergi* (Hilber). Cioncu.
Fig. 22—24. — *Gibbula* (*Colliculus*) *hoernesi* Jekelius. Cioncu ; × 6.
Fig. 25—28. — *Sinzowia* cfr. *intermedia* Sinzow. Cioncu ; × 5.
Fig. 29—46. — *Clithon* (*Vittoclithon*) *pictus pictus* (Ferussac). Cioncu ; × 2.
Fig. 47, 48. — *Valvata minima* Fuchs. Cioncu ; × 7.
Fig. 49—52. — *Valvata simplex* Fuchs. Cioncu, Pîrîul Vișinilor ; × 7.
Fig. 53—54. — *Hydrobia* (*Hydrobia*) *banatica* Jekelius. Cioncu ; × 7.
Fig. 55—58. — *Hydrobia* (*Hydrobia*) *frauenfeldi frauenfeldi* (Hörnes). Cioncu, Pîrîul Vișinilor ; × 6.
Fig. 59, 60. — *Hydrobia* (*Hydrobia*) *frauenfeldi suturata* (Fuchs). Cioncu ; × 6.
Fig. 61. — *Hydrobia* (*Hydrobia*) *soceni* Jekelius. Cioncu ; × 6.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61

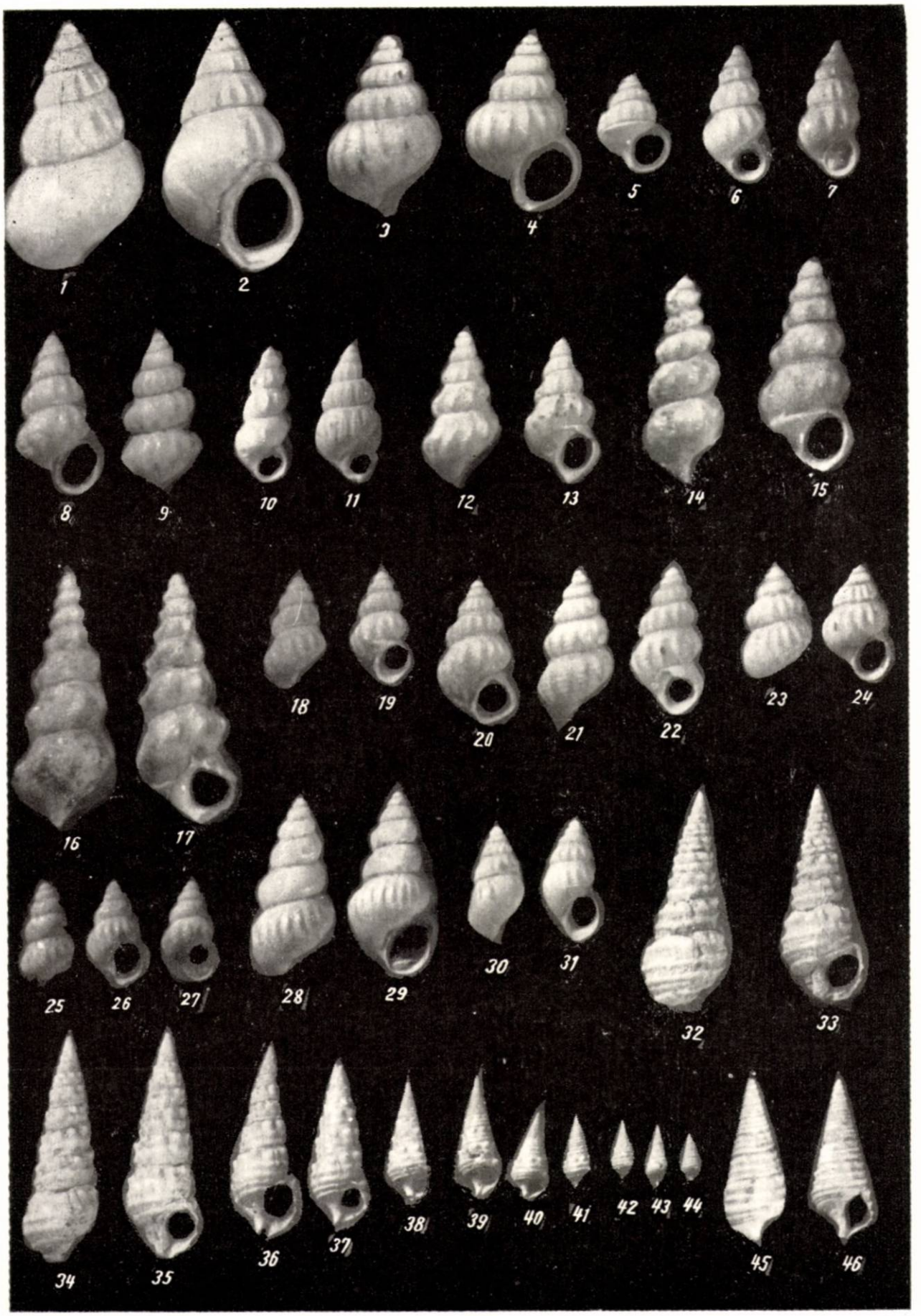
PLANȘA IV

Fig. 1, 2. — *Hydrobia (Hydrobia) soceni* Jekelius. Cioncu, Pîrîul Vișinilor; × 6.
Fig. 3—6. — *Pseudamnicola inflata* Jekelius. Cioncu, Pîrîul Vișinilor; × 6.
Fig. 7—11. — *Pseudamnicola immuata* Frauenfeld. Cioncu; × 6.
Fig. 12—16. — *Pseudamnicola* (*Staja*) *sarmatica* Jekelius. Cioncu; × 6.
Fig. 17—20. — *Pyrgula eugeniae* (Neumayer). Cioncu, Pîrîul Vișinilor; × 6.
Fig. 21—25. — *Rissoa* (*Mohrensternia*) *inflata inflata* Andrejowsky. Cioncu, Pîrîul Vișinilor, fig. 21, × 5; fig. 22—25, × 6, 5.
Fig. 26—31. — *Rissoa* (*Mohrensternia*) *inflata sarmatica* Friedberg. Cioncu; Pîrîul Vișinilor; × 6.
Fig. 32—34. — *Rissoa* (*Mohrensternia*) *inflata hydrobioides* (Hilber). Cioncu, Pîrîul Vișinilor; × 6,5.
Fig. 35, 36. — *Rissoa* (*Mohrensternia*) *inflata multicostata* Senes. Cioncu; × 6.
Fig. 37—39. — *Rissoa* (*Mohrensternia*) *soceni* Jekelius. Cioncu; × 6.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39

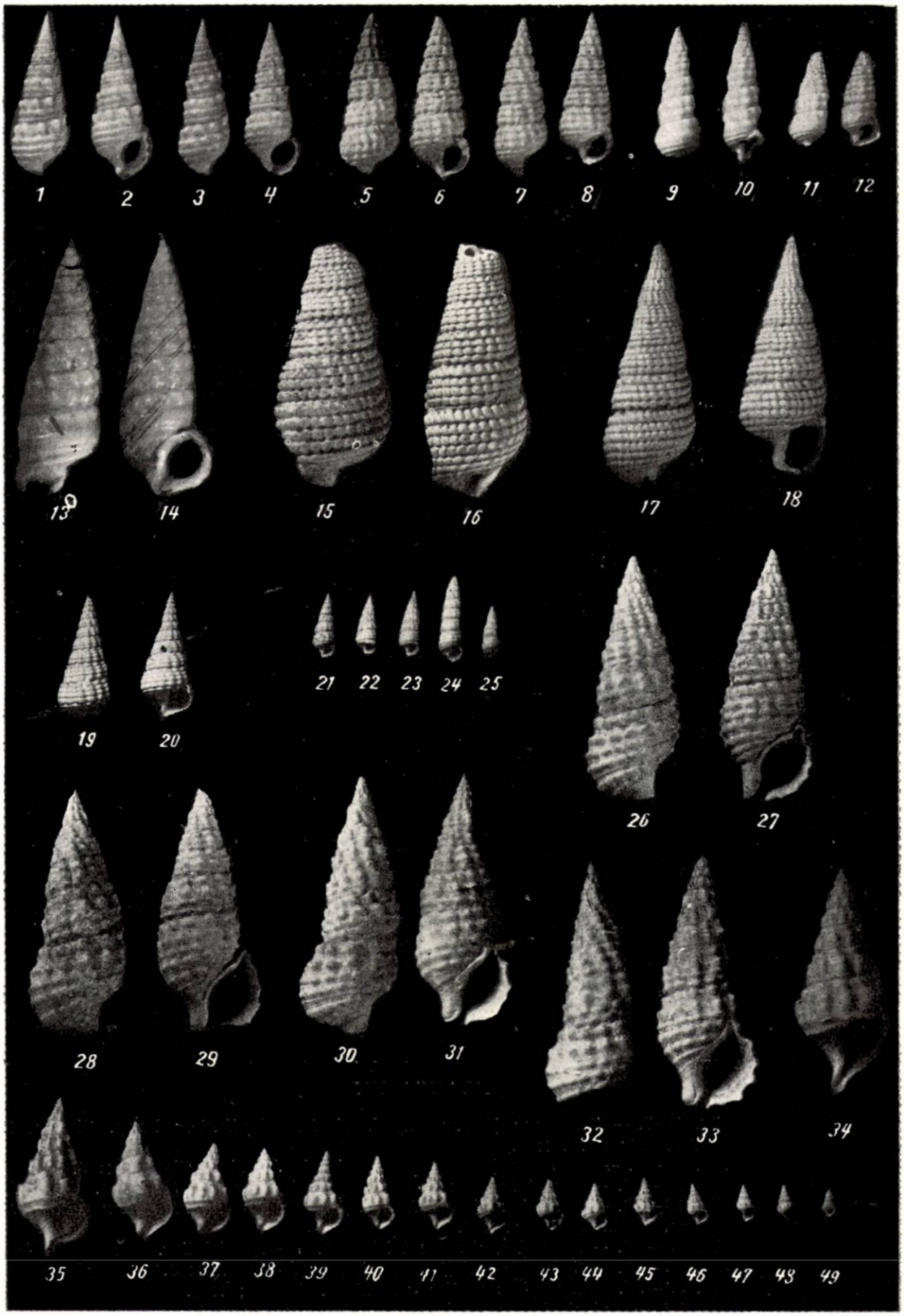
PLANȘA V

Fig. 1, 2. — *Rissoa* (*Mohrensternia*) *inflata graecensis* Hilber. Cioncu ; × 6.
Fig. 3—5. — *Rissoa* (*Mohrensternia*) *pseudoinflata* (Hilber). Cioncu ; × 6.
Fig. 6—11. — *Rissoa* (*Mohrensternia*) *angulata angulata* Eichwald. Cioncu, Pîrîul Vișinilor ; × 6.
Fig. 12—13. — *Rissoa* (*Mohrensternia*) *pseudoangulata* Hilber. Cioncu ; × 6.
Fig. 14—17. — *Rissoa* (*Mohrensternia*) *angulata styriaca* (Hilber). Cioncu ; × 6.
Fig. 18—22. — *Rissoa* (*Mohrensternia*) *pseudoangulata banatica* Jekelius. Cioncu, Pîrîul Vișinilor ; × 6,5.
Fig. 23, 24. — *Rissoa* (*Mohrensternia*) *banatica* Jekelius. Cioncu ; × 6, 5.
Fig. 25—29. — *Rissoa* (*Mohrensternia*) *filipescui* n. sp. Cioncu ; × 6,5.
Fig. 30, 31. — *Rissoa* (*Mohrensternia*) *bihorensis* n. sp. Cioncu ; × 6.
Fig. 32—46. — *Pirenella picta mitralis* (Eichwald). Cioncu, fig. 45, 46 ; × 6.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46

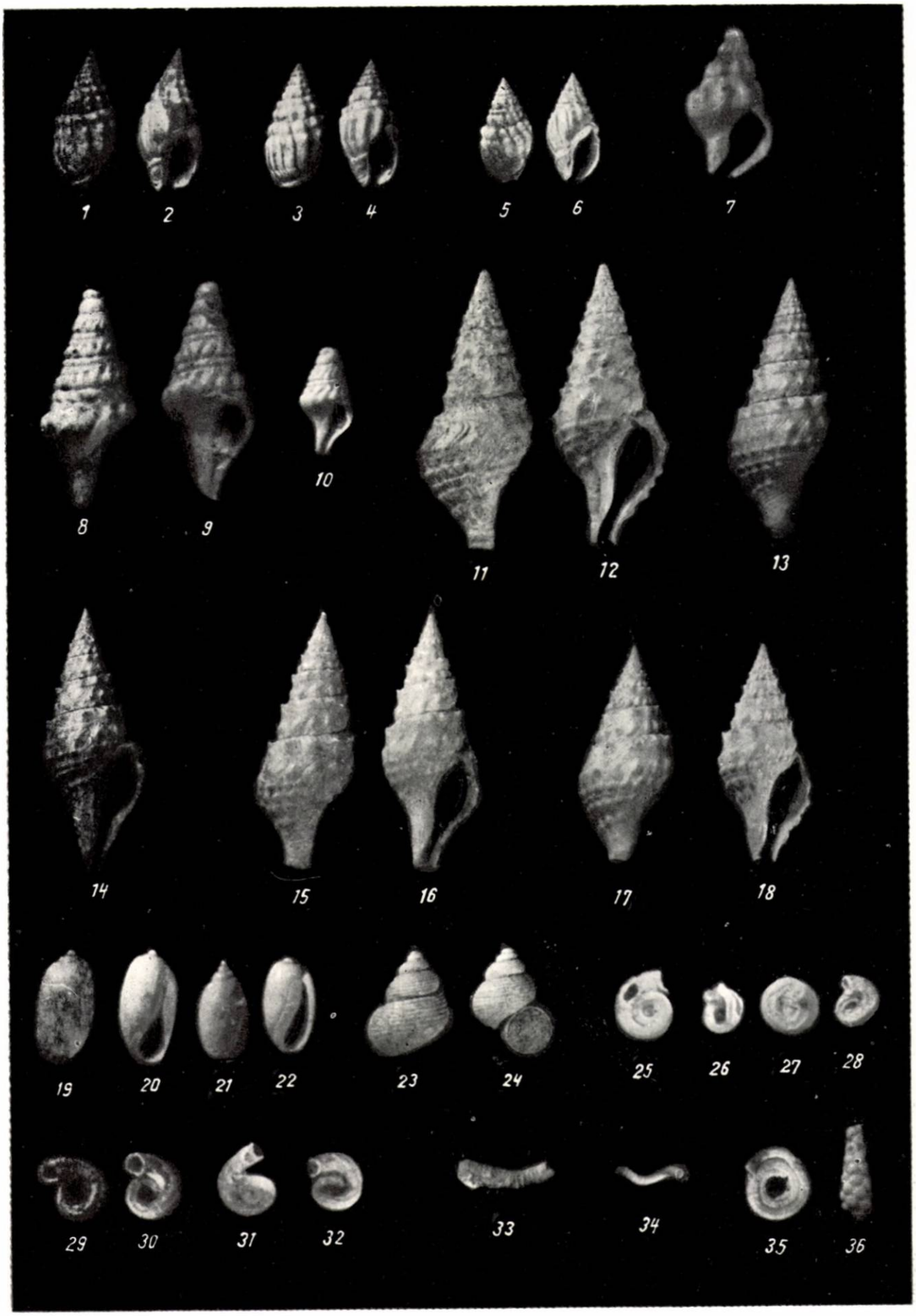
PLANȘA VI

Fig. 1—4. — *Pirenella picta bicostata* (Eichwald). Cioncu.
Fig. 5—8. — *Pirenella disjuncta disjuncta* (Sowerby). Cioncu.
Fig. 9—14. — *Pirenella nodosoplicata biseriata* Friedberg. Cioncu, fig. 13, 14; × 3.
Fig. 15—20. — *Terebralia bidentata lignitarum* (Eichwald). Cioncu.
Fig. 21—25. *Bittium deforme* Eichwald. Cioncu.
Fig. 26—49. *Cerithium* (*Thericium*) *rubiginosum rubiginosum* Eichwald. Cioncu, fig. 34—49; × 1,3.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49

PLANȘA VII

Fig. 1—7. — *Dorsanum* (*Dorsanum*) *duplicatum duplicatum* Papp. Cioncu, fig. 1—6 × 1,3; fig. 7 × 6.
Fig. 8—10. — *Clavatula* (*Clavatula*) *carasiensis* Jekelius. Cioncu; × 6.
Fig. 11—18. — *Clavatula* (*Clavatula*) *doderleini doderleini* (Hörnes). Cioncu.
Fig. 19—22. — *Acteocina* (*Acteocina*) *lajonkaireana lajonkaireana* (Basterot). Cioncu, Pîrîul Vișinilor; × 6.
Fig. 23—24. — *Pomatias rivulare* Eichwald. Pîrîul Vișinilor.
Fig. 25—32. — *Spirorbis heliciformis* Eichwald. Cioncu; × 6.
Fig. 33—35. — *Hydroides pectinata* Philippi. Cioncu; × 6.
Fig. 36. — *Acicularia* cfr. *conica* Boda. Cioncu; × 7.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36

Familia **NASSARIIDAE (NASSIDAE)**

Dorsanum (Dorsanum) duplicatum duplicatum Papp

(pl. VII, fig. 1–7)

1935 — *Buccinum duplicatum* Sow.; Kolesnikov, p. 243, pl. XXIX, fig. 7–9.
1968 — *Dorsanum (Dorsanum) duplicatum duplicatum* Papp; Hînculov, p. 141, pl. XXXV, fig. 4, 5.

Dimensiuni: înălţime = 17,3 mm; lăţimea ultimului tur = 7,6 mm.
Apare frecvent la Cioncu şi rar în restul sarmaţianului din regiune.

Familia **TURRIDAE (PLEUROTOMIDAE)**

Clavatula (Clavatula) doderleini doderleini (Hörnes)

(pl. VII, fig. 11–18)

1940 — *Pleurotoma (Clavatula) doderleini* M. Hoernes; Simionescu-Barbu, p. 125, pl. II, fig. 30, 31.
1968 — *Clavatula (Clavatula) doderleini doderleini* (Hörnes); Hînculov, p. 147, pl. XXXVI, fig. 11 a, 11 b.

Dimensiuni: înălţime = 40 mm; lăţimea ultimului tur = 15 mm.
Se găsesc foarte multe exemplare atît adulte, cît şi tinere din această specie în punctul Cioncu.

Clavatula (Clavatula) carasiensis Jekelius

(pl. VII, fig. 8–10)

1944 — *Clavatula carasiense* n.sp. Jekelius, p. 87, pl. XXIII, fig. 13–15.

Dimensiuni: înălţime = 11,8 mm; lăţimea ultimului tur = 3 mm;
" 1 mm; " " " 0,5 mm.
Deţinem 10 exemplare din această specie, găsite la Cioncu.

Familia **ACTEOCINIDAE**

Acteocina (Acteocina) lajonkaireana lajonkaireana (Basterot)

(pl. VII, fig. 19–22)

1940 — *Bulla lajonkaireana* Bast.; Simionescu-Barbu, p. 126, pl. VI, fig. 54–56.
1968 — *Acteocina (Acteocina) lajonkaireana lajonkaireana* (Basterot); Hînculov, p. 153, pl. XXXIX, fig. 6.

Dimensiuni: înălţime = 3,2 mm; lăţimea ultimului tur = 1,9 mm;
" 1 mm " " " 0,6 mm.
Specie frecventă în sarmaţianul de la Vîrciorog.

LA FAUNE SARMATIENNE DE VÎRCIOROG (BASSIN DE VAD)

RÉSUMÉ

Dans ce travail on présente 63 espèces de mollusques sarmatiennes trouvées pour la première fois dans la région Vîrciorog, sur la côte sud du Bassin de Vad, bassin néogène situé à l'ouest des monts Apuseni de Transylvanie.

Le Sarmatien de cette région se trouve sur des calcaires crétacés inférieurs, et sur lui reposent en discordance et transgressivement les couches du Panonnien s.str., avec *Congeria ornithopsis* Brusina, et *Congeria partschi* Czjzek. L'épaisseur des dépôts est d'environ 70 m, et leur composition lithologique est représentée par des marnes fossilifères, des grés tufitiques, des sables et des calcaires. La nombreuse faune, très bien conservée, est remarquable par le grand nombre d'individus et d'espèces de gastéropodes, parmi lesquelles les plus fréquentes sont diverses espèces des generes : *Rissoa*, *Pirenella*, *Cerithium*, *Dorsanum*, *Clavatula*, *Calliostoma*, *Clithon*.

Cette association extrêmement riche se trouve au point fossilifère appelé «Cioncu».

L'âge de cette association faunistique de Vîrciorog est Sarmatien inférieur (Volhinien).

BIBLIOGRAFIE

Boda J. (1959), *Das Sarmat in Ungarn und seine Invertebraten-Fauna*, Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici, Budapesta, **XLVII**/3.

Friedberg W. (1911—1936), *Mollusca miocaenica Poloniae*, Lvov—Krakov.

Gillet S. (1959), *A propos du genre Replidacna Jekelius, cas tératologique des Limnocardiidés néogènes*, Bull. Soc. Géol. France, **I**.

Hilber V. (1897), *Die sarmatischen Schichten von Waldhof bei Wetzelsdorf*, Mitteil.d. Naturw. Ver.f. Steierm. Jg.

Iliescu O., Hîncu lov A., Hîncu lov L. (1968), *Bazinul Mehadia. Studiul geologic şi paleontologic*, Mem. Inst. geol. **IX**.

Ionesi Bica (1968), *Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului şi valea Moldovei*, Edit. Academiei.

Jekelius E. (1944), *Sarmat und Pont von Soceni*, Mem. Inst. geol. Rom., **V**.

Kolesnikov V. P. (1935), *Sarmatische Mollusken. Palaontologie der USSR*, **X**, *2*.

Moisescu G. (1955), *Stratigrafia şi fauna de moluşte din depozitele tortoniene şi sarmaţiene din regiunea Buituri*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti.

Nicorici E. (1962), *Stratigrafia şi fauna depozitelor sarmaţiene de pe bordura NE a M-ţilor Rez*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", Cluj, fasc. *2*.

Nicorici E., Istocescu D. (1970), *Cercetări biostratigrafice asupra sarmaţianului de la Vîrciorog (Bazinul Vadului)*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", geol., *2*.

Papp A. (1952), *Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener-Becken*, Mitteil.d. Geol. Ges., Viena, *45*.

Paucă M. (1936), *Le bassin néogène de Beiuş*, Ann. Inst. geol. Rom., **XVII**.

Sagatovici A. (1968), *Studiul geologic al părţii de vest şi centrale a Bazinului Oaş*, St. teh. econ., Seria J, *5*.

Steklov A. A. (1966), *Terrestrial Neogene Mollusks of Ciscaucasia and their Stratigraphic importance*, Acad. of Science of the USSR.

Simionescu I., Barbu I. Z. (1940), *La faune sarmatienne de Roumanie*, Mem. Inst. geol. Rom., **III**.

Primit în redacţie la
12 mai 1970

Universitatea „Babeş-Bolyai",
Cluj

CONSIDERAȚII ASUPRA FORMELOR DE PECTINIDE DIN STRATELE DE HOIA ȘI DE MERA (REGIUNEA CLUJ, NORD-VESTUL TRANSILVANIEI)*

DE

VICTOR MOISESCU

55 (05)

Stratele de Hoia și de Mera, situate între orizontul marnelor cu briozoare în bază și argila roșiatică a stratelor de Ticu inferioare la partea superioară, conțin o faună marină bogată în moluște, printre care și pectinide.

Cu studiul acestora din urmă nu s-a ocupat nimeni pînă în prezent. Lucrarea de față aduce cîteva date privind pectinidele stampiene (=rupeliene) din Bazinul Transilvaniei. Se cunoaște deja că aceste forme joacă un rol important în stabilirea vîrstei diferitelor formațiuni. Așa este cazul cu pectinidele neogene.

Specii ca *Flabellipecten carryensis*, *F. herrmannseni*, *F. besseri*, *Pecten beudanti*, *P. pseudobeudanti*, *P.hornensis*, *Oopecten gigas*, *O. holgeri*, *O. rotundatus* și altele au fost folosite de I. Cicha și J. Seneš (1968), în afară de foraminifere, pentru delimitarea a o serie de etaje în cadrul Paratethysului central. Pectinidele de la nivelul priabonianului și stampianului din Bazinul Transilvaniei deși nu îndeplinesc în aceeași măsură calitățile celor enumerate mai sus dau totuși o serie de indicații în ceea ce privește vîrsta eocenă sau oligocenă a depozitelor în care se întîlnesc.

În afară de aceasta, ele contribuie în mod substanțial la completarea catalogului malacologic al depozitelor oligocene din regiunea Cluj, avînd în vedere și dificultățile în identificarea specifică și subspecifică a acestora[1].

* Prezentată la sesiunea de comunicări științifice a Institutului de geologie-geografie al Academiei, din 10 mai 1969.

[1] Pectinidele din stampianul Bazinului Transilvaniei constituie un grup taxonomic greu de studiat. Aceasta se datorește, pe de o parte, complexității și fineții elementelor ornamentale, ele constituind criteriul esențial de separare taxonomică, iar pe de altă parte gradului de conservare al acestora.

Specimenele ce se întîlnesc în stratele de Hoia și de Mera se prezintă în marea lor majoritate slab conservate, cu un grad ridicat de uzură. Cu toate acestea, în zonele laterale, anterioară și posterioară, ale valvelor au rămas porțiuni unde ornamentația este suficient de bine conservată pentru a se putea efectua identificări exacte.

În studierea lor s-a ținut seama de toate aspectele, atît cele generale, cît și cele specifice, în vederea unor separări taxonomice cît mai reale.

A. Koch (1894, p. 327 şi 348) menţionează din stratele de Hoia şi de Mera speciile *Pecten thorenti* d'Arch. şi *Pecten corneus* Sow., iar N. Mészáros (1957, p. 87), *Chlamys* (*Chlamys*) *biarritzensis* (d'Archiac).

În urma studiului efectuat asupra pectinidelor din stratele de Hoia şi de Mera am identificat următoarele subspecii :

Pecten (*Pecten*) *arcuatus arcuatus* (Brocchi 1814)
Lyropecten (*Aequipecten*) *biarritzensis gravesi* (d'Archiac 1850)
Lyropecten (*Aequipecten*) *biarritzensis meraensis* n. ssp.
Lyropecten (*Aequipecten*) *biarritzensis transsylvanicum* n. ssp.
Mimachlamys bellicostata bellicostata (Wood 1861)[2].

*

DESCRIEREA FAUNEI

Suprafamilia **PECTINOIDEA**

Familia **PECTINIDAE**

Subfamilia **PECTININAE**

Genul **Pecten** (Klein) Osbeck 1765

(= **Janira arcuata** Schumacher 1817 ; = **Vola** (Klein) Mörch 1853)

Genotypus : **Pecten adscensions** Osbeck

Subgenul ***Pecten*** (Klein) Osbeck 1765
(= ***Pallium*** Schroeter 1802 ; = ***Jaworskia*** von Teppner 1922)
Subgenotypus : ***Ostrea maxima*** Linnaeus 1758

Pecten (Pecten) arcuatus arcuatus (Brocchi 1814)

(pl. I, fig. 1)

1814 — *Ostrea arcuata* Brocchi (G.B. Brocchi, II, p. 578, pl. XIV, fig. 11).
1850 — *Pecten michelotti* d'Archiac (V. d'Archiac, p. 435, pl. XII, fig. 20 a, 20 b, 21 a, 21 b).
1870 — *Pecten arcuatus* Brocc. (Th. Fuchs, p. 67, pl. X, fig. 38—40).
1894 — *Pecten arcuatus* Bronn. (A. Koch, p. 312).
1897 — *Pecten arcuatus* Br. (Tr. Sacco, **XXIV**, p. 65, pl. XXI, fig. 14—36).
1900 — *Janira arcuata* Brocchi (P. Oppenheim, p. 263).
1900 — 901 — *Pecten* (*Janira*) *arcuata* Brocchi (P. Oppenheim, p. 135).

[2] Formele din grupa *Lyropecten* (*Aequipecten*) *opercularis*, ce se referă la *L.* (*A.*) *biarritzensis*, *L.* (*A.*) *thorenti*, *L.* (*A.*) *gravesi*, *L.* (*A.*) *subtripartitus*, *L.* (*A.*) *ornatus*, *L.* (*A.*) *rhodopianus*, sînt forme apropiate între ele, neavînd caractere de specii aparte ; ele se pot considera subspecii în cadrul celei mai vechi specii descrisă de d' Archiac (1846), *L.* (*A.*) *biarritzensis* (vezi şi N. Mészáros, 1957, p. 88).

1910 — *Janira arcuata* Brocchi (W. Kranz, p. 209, 210).
1911 *a* — *Pecten arcuatus* Brocchi sp. (J. Boussac, p. 152).
1911 *b* — *Pecten arcuatus* Brocchi sp. (J. Boussac, p. 43, pl. X, fig. 4, 4 a, 5).
1922 — *Pecten arcuatus* (Brocchi) (M. Cossmann, p. 166, pl. X, fig. 4—8).
1939 — *Pecten arcuatus* (Br.) (S. Venzo, p. 145, pl. X, fig. 1, 1 a, 2).
1952 — *Pecten arcuatus* Br. (C. Rossi-Ronchetti, p. 29, fig. 9 in text).
1957 — *Pecten (Pecten) arcuatus* (Brocchi) (N. Mészáros, p. 85, pl. XV, fig. 9, 9 a).
1957 — *Pecten arcuatus* Brocc. (I. V. Kacearava, p. 224).
1961 — *Pecten arcuatus* Brocchi (J. R. Kazahaşvili, p. 165, 166, 167).
1964 — *Pecten arcuatus* (Brocchi, 1814) (Iulia D. Karaghiuleva, p. 44, pl. IV, fig.9; pl. V, fig. 13).
1964 — *Pecten arcuatus* Brocc. (A. A. Gabrielian, p. 801).
1964 — *Pecten arcuatus* Lam. (I. Csepreghy — Meznerics, p. 893).
1965 — *Pecten arcuatus* Brocchi (J. R. Kazahaşvili, p. 387, 388, 389, 390).
1965 — *Pecten* (s.s.) *arcuatus* (Brocchi, 1814) (M. Glibert şi L. Van de Poel, p. 18).

Material de studiu : valva dreaptă a unui exemplar.
Stare de conservare : bună.

Formă de talie mică, cu convexitate puternică al cărei indice atinge 37. La exterior se observă 23 de coaste radiare, de mărime egală, precum şi striuri de creştere transversale subţiri, vizibile mai ales în spaţiile intercostale. Acestea din urmă sînt egale cu coastele, avînd şi un contur asemănător. Cele două urechiuşe sînt incomplete dar reliefate.

Dimensiuni :

Nr. exempl.	Valva	dap[3] (mm)	duv[4] (mm)	c[5] (mm)	nc[6]	ua[7]	id[8]	ic[9]
1	vd	6,60	6,50	2,50	23	80°	98	37

Observaţii : Exemplarul studiat se aseamănă foarte mult cu *Pecten arcuatus* ilustrat de Th. Fuchs (1870, p. 67, pl. X, fig. 38), J. Boussac (1911 *b*, p. 43, pl. X, fig. 4, 4 a, 5), M. Cossmann (1922, p. 166, pl. X, fig. 4—8), S. Venzo (1939, p. 145, pl. X fig. 1, 1 a, 2) şi Iulia D. Karaghiuleva (1964, p. 44, pl. IV, fig. 9 ; pl. V, fig. 13). Singura deosebire priveşte striurile concentrice, care pe unele din ilustraţiile autorilor menţionaţi mai sus sînt foarte dense, aproape tangente, în timp ce pe exemplarul din Bazinul Transilvaniei acestea sînt separate prin spaţii interstriale vizibile.

[3] dap = diametrul antero-posterior
[4] duv = diametrul umbono-ventral
[5] c = convexitate
[6] nc = numărul coastelor radiare
[7] ua = unghiul apexal
[8] id = indexul diametric
[9] ic = indexul de convexitate

Răspîndirea geografică și repartiție stratigrafică. I. Csepreghy — Meznerics (1964, p. 893) arată că *Pecten arcuatus* și *Chlamys deleta* sînt specii ale „chattianului" și aquitanianului [10].

A. A. Gabrielian (1964, p. 801) consideră subspecia *P.arcuatus arcuatus* ca o formă intermediară între eocenul superior și oligocenul inferior, împreună cu alte forme comune celor două perioade.

J. Boussac (1911 *b*, p. 43) o descrie ca pe o formă oligocenă foarte abundentă în stratele superioare de la Biarritz. Ca și alte forme oligocene, *P.arcuatus arcuatus* își face apariția din priabonianul regiunii mediterane, fiind una din subspeciile caracteristice ale bioprovinciei mediteraneene. Astfel, în Bazinul Vicentin este prezentă în priabonian și oligocen, în Bazinul Piemonto-Liguric în oligocen, iar în Bazinul Acvitaniei (Biarritz) în pribonian și rupelian.

Locul de proveniență. Se întîlnește frecvent în marnele cu briozoare; mai rar în stratele de Hoia și de Mera.

Subfamilia **CHLAMYSINAE**

Genul **Lyropecten** Conrad 1863

Genotypus : ***Pallium estrellatum*** Conrad 1856

Subgenul ***Aequipecten*** Fischer 1887

(= ***Argopecten*** Monterosato 1889 ; = ***Plagioctenium*** Dall 1889 ; = ***Radulopecten*** = Rollier 1911

Subgenotypus : ***Ostrea opercularis*** Linnaeus 1758

(= **Lyropecten (Aequipecten) opercularis** Linnaeus 1758) (J. Roger, 1939, p. 131, pl. XVI, fig. 6, 7 ; pl. XVII, fig. 3, 5).

Grupa *Lyropecten (Aequipecten) opercularis*

Lyropecten (Aequipecten) biarritzensis gravesi (d'Archiac 1850)

(pl. I, fig. 2—3)

1850 — *Pecten gravesi* d'Archiac (V. d'Archiac, p. 435, pl. XII, fig. 18, 18 a).

1911 *a* — *Chlamys biarritzensis* d'Archiac mut. *bellicostata* S. Wood (J. Boussac, p.162) (non. Wood).

1911 *b* — *Chlamys biarritzensis* d'Archiac mut. *bellicostata* S. Wood (J. Boussac, p. 73 și 81, pl. XVII, fig. 9 ; pl. XXI, fig. 6, 6 a) (non. Wood).

1922 — *Chlamys (Aequipecten) gravesi* (d'Arch.) (M. Cossmann, p. 175, pl. XI, fig. 21—22).

[10] În orice caz, *P. arcuatus* este mai mult o formă stampiană (= rupeliană) decît oligocen superioară sau aquitaniană.

Material de studiu : două valve disparate.
Stare de conservare : relativ slabă.

Forme de talie medie, echilaterale, cu un contur paleal circular pînă la 2/3 din înălţimea cochiliei. La exterior se observă 23 de coaste radiare, subrotunjite, cu solzi imbricaţi.

Pe părţile laterale ale fiecărei coaste principale se dezvoltă cîte un rînd de solzi de dimensiuni mai mici şi mai numeroşi. Poziţia pe care aceştia o au în raport cu solzii de pe coastele principale este identică cu cea ilustrată de d' A r c h i a c (1850, p. 435, pl. XII) în figura 18 a, pentru *Pecten gravesi*.

Spaţiile intercostale, aproximativ egale cu coastele, sînt prevăzute cu cîte un striu longitudinal marcat prin existenţa unor solzişori orientaţi perpendicular pe coastele radiare. În părţile laterale ale valvelor, şirurile de solzişori de pe flancurile coastelor tind să se separe sub forma unor costule, iar striul longitudinal intercostal să devină mai reliefat.

Urechiuşele, de formă triunghiulară, sînt aproape egale. Pe ele se observă circa 8—10 costule şi striuri radiare alternative. Atît coastele secundare, cît şi striurile sînt prevăzute cu solzi imbricaţi.

Dimensiuni :

Nr. exempl.	Valva	dap (mm)	duv (mm)]	c (mm)	nc	ua	id	ic
1	vs	28,00	30,00	5,00	23	90°	107	18
1	vs	18,25	21,00	4,25	23	80°	115	23?

Observaţii : După forma şi modul de dispunere al elementelor ornamentale, după unghiul de incidenţă, cît şi după forma urechiuşelor, specimenele din Bazinul Transilvaniei se aseamănă cu *P.gravesi* descris şi ilustrat de dr. A r c h i a c din regiunea Biarritz.

M. C o s s m a n n (1922, p. 175) arată că specia *Pecten bellicostatus* Wood se caracterizează, printre altele, prin existenţa unei singure coaste secundare crenelate dispusă în spaţiile intercostale, în timp ce S. W o o d (1861, p. 38) precizează că este vorba de două asemenea coaste, cu solzişori. Specimenele din Bazinul Transilvaniei atribuite subspeciei *L.(A.) biarritzensis gravesi* sînt prevăzute atît cu o coastă secundară pe intercostal, cît şi cu două, în schimb, dispunerea elementelor ornamentale este identică cu cea de pe ilustraţiile date de d' A r c h i a c.

Răspîndire geografică şi repartiţie stratigrafică. După M. C o s s m a n n (1922, p. 175), *L.(A.) biarritzensis gravesi* se întîlneşte în rupelianul de la Biarritz.

Locul de proveniență : Astfel de specimene au fost colectate din stratele de Mera de pe valea Berecoaia (Mera).

Lyropecten (Aequipecten) biarritzensis meraensis n.ssp.

(pl. I, fig. 4—6)

Derivatio nominis : după localitatea Mera de unde au fost colectate astfel de exemplare.

Holotypus : pl. I, fig. 5, col. I. G. no. *7 004.*

Locus typicus : valea Berecoaia — Mera (12 km NV de Cluj).

Stratum typicum : stratele de Mera (stampian s.s. = rupelian).

Diagnose : Formes de taille plus grande que celles attribuées à la sous-espèce *Lyropecten* (*Aequipecten*) *biarritzensis gravesi*, avec les deux paramètres égaux (le diamètre antéro-postérieur et le diamètre ombono-ventral). Présente un nombre variable de côtes radiaires (de 22 à 27), ainsi que des côtes secondaires, visibles.

Pe fiecare coastă principală, în părţile ei laterale, se dezvoltă cîte o coastă secundară cu solzi mici şi numeroşi. În zonele anterioară şi posterioară ale valvelor, coastele secundare tind să se individualizeze. O dată cu aceasta, în apropiere de partea cea mai adîncă a intercostalului, precum şi de marginea ventrală se mai dezvoltă cîte o coastă de ordinul III, mai subţire decît cea secundară, dar totuşi solzoasă. Coasta terţiară este vizibilă mai ales pe latura externă a coastei principale, adică pe latura dinspre extremităţile valvei. Pe fundul intercostalului există striuri concentrice foarte fine şi dese.

Urechiuşele valvei stîngi sînt prevăzute cu cîte 8—10 coaste şi striuri radiare cu solzi imbricaţi. Urechiuşa anterioară de la valva dreaptă are numai 5 coaste radiare solzoase, în spatele cărora se găseşte aria bisală.

Dimensiuni :

Nr. exempl.	Valva	dap (mm)	duv (mm)	c (mm)	nc	ua	id	ic
1	vd	38,00	?	5,25	26	90°	?	?
1	vs	43,00	43,00	9,00	27	90°	100	20
1	vs	?	49,00	9,00	22	90°	?	?

Observaţii : M. Cossmann (1922, p. 175) arată că specia *Ch. gravesi* se caracterizează prin existenţa unor coaste principale şi secundare solzoase, ultimele fiind prezente şi în spaţiile intercostale. Aceste caractere se observă şi la specimenele din Bazinul Transilvaniei. Dacă pe formele atribuite subspeciei *L.*(*A.*)*biarritzensis gravesi* şirurile de solzi laterali nu prezintă nici o tendinţă de separare de coasta principală decît numai în zonele de margine ale cochiliei, în schimb, pe unele din formele de *L.*(*A.*) *biarritzensis meraensis*, această tendinţă se manifestă pînă în apropiere de coastele centrale [11]. În plus, indicele diametric este mai mic la acestea din urmă, nedepăşind 100, iar indicele de convexitate ceva mai mare.

Mai trebuie precizat faptul că pe cînd la primele coastele sînt subrotunde şi mai subţiri, la formele atribuite subspeciei *L.* (*A.*) *biarritzensis meraensis* ele devin mai groase, larg rotunjite şi mai depărtate unele de altele.

Locul de proveniență. Se întîlnesc în stratele de Mera de pe valea Berecoaia şi dintre Nădăşel — Sînpaul.

[11] Din acest punct de vedere formele descrise prezintă afinităţi cu subspecia *L.* (*A.*) *biarritzensis thorenti.*

Lyropecten (Aequipecten) biarritzensis transsylvanicum n.ssp.

(pl. II, fig. 8 a, 8 b)

Derivatio nominis : după numele Bazinului Transilvaniei.
Holotypus : pl. II, fig. 8 a, 8 b, col. I. G. nº. *7 006*
Locus typicus : est de localitatea Nădăşel.
Stratum typicum : stratele de Mera (stampian s.s. = rupelian).
Diagnose. Formes de taille sous-moyenne, avec 22 de côtes radiaires, accompagnées sur chacun de leurs flancs d'une côte secondaire, tant les principales, que les secondaires étant écailleuses.

Forme echilaterale cu 22 de coaste echidistante cu secţiunea triunghiulară, adică ascuţită la partea superioară, şi prevăzute cu solzi imbricaţi, alungiţi, circa 9—10 pe centimetru. În părţile laterale ale unei coaste principale se dezvoltă cîte o coastă secundară sau costulă cu solzişori mai mici şi mai deşi decît pe coasta principală.

Spaţiile intercostale sînt aproape egale ca mărime cu coastele, avînd totodată şi aceeaşi formă angulară ca şi a acestora. Pe ele nu se dezvoltă striuri longitudinale crenelate, în schimb se observă o reţea densă de striuri concentrice oblice, extrem de fine.

Urechiuşele sînt bine dezvoltate, ornate cu coaste divergente, solzoase. Astfel, pe urechiuşa anterioară a valvei drepte se observă 5 coaste cu solzi imbricaţi. Între acestea şi cochilie se situează aria bisală, care este destul de evidentă. În fine, urechiuşa anterioară de la valva stîngă este prevăzută cu 5 coaste radiare solzoase ce alternează cu alte cinci striuri radiare subţiri, fin solzoase.

Dimensiuni :

Nr. exempl.	Valva	dap (mm)	duv (mm)	c (mm)	nc	ua	id	ic
1	vd + vs	28,50	30,00	4,00	22	90°	105	14

Observaţii. Deşi la prima vedere specimenul descris s-ar apropia de *Chlamys biarritzensis* d'Archiac mut. *bellicostata* S. Wood ilustrat de J. Boussac (1911 *b*, p. 81, pl. XXI, fig. 6, 6 a) de la Biarritz, la o privire mai atentă se remarcă o serie de deosebiri. Prezenţa unor coase radiare cu secţiunea triunghiulară ce se observă la specimenul din Bazinul Transilvaniei este un caracter care îl deosebeşte atît de *Pecten bellicostatus*, descris de S. V. Wood, cît şi de *Chlamys biarritzensis bellicostatus*, ilustrat de J. Boussac. Specia lui S. Wood are coastele mai rotunjite, iar în spaţiile intercostale se observă o ornamentaţie de striuri longitudinale solzoase.

Atît după numărul de coaste, după forma cochiliei, unghiul de incidenţă, după forma urechiuşelor, cît şi după înclinarea uşoară pe care o prezintă linia cardinală a valvei stîngi în raport cu cea de la valva dreaptă, specimenul din stratele de Mera aparţine incontestabil speciei *L.(A.) biarritzensis* (d'Archiac, 1846).

Forma solzilor de pe coastele radiare şi de pe costule, numărul de solzişori pe centimetru (9—10 în loc de 12), secţiunea triunghiulară a coastelor şi a costulelor care sînt ascuţite spre extremitatea superioară, prezenţa unor striuri radiare solzoase în spaţiile intercostale pe urechiuşa anterioară de la valva stîngă, obilicitatea accentuată a coastelor şi costulelor spre extreme (în zonele laterale — anterioară şi posterioară — ale valvelor), lipsa striurilor longitudinale pe intercostale, cît şi prezenţa unor solzi în număr de 10—12 frumos dezvoltaţi, mai ales pe urechiuşa anterioară a valvei drepte, sînt caractere ce separă forma descrisă mai sus ca o subspecie nouă.

Locul de proveniență: A fost întîlnită în stratele de Mera dintre Nădăşel şi Sînpaul.

Genul **Mimachlamys** Iredale 1929

Genotypus: **Pecten asperrimus** Lamarck 1819

Grupa *Chlamys varia* (= *Mimachlamys varia* Linnaeus 1758)
(J. Roger, 1939, p. 157, pl. XXII, fig. 21—23)

Mimachlamys bellicostata bellicostata (WOOD 1861)

(pl. I, fig. 7; pl. III, fig. 9—14)

1861 — *Pecten bellicostatus* Wood (S. Wood, p. 38, pl. VIII, fig. 11 a, 11 b).
1943 — *Pecten (Aequipecten) bellicostatus* Wood (J.C.H. Albrecht şi W. Valk, p. 118, pl. X, fig. 357—358).
1944 — *Chlamys bellicostata* Wood (Pecten) (J. Roger, p. 7, fig. 1 in text).
1954 — *Chlamys (Aequipecten) bellicostatus* Wood sp. 1 861 (M. Glibert şi J. Heinzelin de Braucourt, p. 323).
1958 — *Chlamys (Aequipecten) bellicostatus* Wood (M.N. Kliuşnikov, p. 21, 22).
1964 — *Chlamys (Aequipecten) bellicostata* (S. Wood, 1861) (Iulia D. Karaghiuleva, p. 37, pl. V, fig. 1—2).
1958 — *Mimachlamys bellicostata* (V. Moisescu, în G. Bombiţă şi V. Moisescu, p. 716).

Material de studiu: 7 valve disparate.
Stare de conservare: slabă.

Forme de talie mică şi medie, echilaterale, suborbiculare, cu contur paleal circular pînă la mai puţin de 2/3 din diametrul umbono-ventral. Prezintă 22—25 de coaste radiare egale, echidistante, rotunjite şi separate prin spaţii intercostale de aceeaşi mărime. Pe unele din specimene, în spaţiile menţionate se dezvoltă două costule prevăzute cu solzişori ascuţiţi, extrem de fini.

Pe flancurile coastei principale se mai dezvoltă cîte o coastă de ordinul doi, de asemenea solzoasă ca şi coasta principală. Urechiuşele, deşi incomplete, sînt reliefate şi prezintă marginile uşor răsfrînte în exte-

rior. Urechiuşa anterioară de la valva stîngă este ornată cu numeroase costule radiare subţiri, fin solzoase; cea anterioară de la valva dreaptă prezintă cinci coaste radiare cu solzi imbricaţi.

Dimensiuni

Nr. exempl.	Valva	dap (mm)	duv (mm)	c (mm)	nc	ua	id	ic
1	vd	36,00	40,00	7,00	23	90°	111	19
1	vs	41,00	44,00	9,50	23	90°	107	23
1	vs	40,00	?	7,50?	25	90°	?	18 ?
1	vs	15,00	20,00	4,50	23	68°	133	30
1	vs	27,00	29,00	5,00	23	86°	107	18
1	vs	5,30	5,70	1,30	22	70°	107	24

Observaţii: J. Roger (1944, p. 7) arată că exemplarele tinere ale acestei specii sînt mai dezvoltate în sens umbono-ventral; de altfel, acest lucru reiese şi din tabelul de mai sus unde dap < duv, iar id > 100. Exemplarele mai mari studiate de noi prezintă o ornamentaţie care cuprinde cele cinci elemente radiare (coaste, costule de pe coaste şi costule din spaţiile intercostale) descrise de către S. Wood în diagnoza speciei sale, *P.bellicostatus*.

M. Cossmann (1922, p. 175) arată că specimenele din regiunea Biarritz, ilustrate de J. Boussac (1911 *a*, p. 162; 1911 *b*, p. 73 şi 81, pl. XVII, fig. 9; pl. XXI, fig. 6, 6 a) sub numele de *Ch. biarritzensis* mut. *bellicostata* S. Wood, corespund întrutotul diagnozei dată de d'Archiac pentru specia *P.gravesi*. Comparînd ilustraţiile şi diagnozele formei *P. bellicostatus* descrisă de S. Wood (1861, p. 38, pl. VIII, fig. 11) şi J. Boussac (1911 *a*, 1911 *b*) şi luînd în consideraţie observaţiile făcute de M. Cossmann în legătură cu *P. bellicostatus* şi *P. gravesi*, se constată că între cele două forme există asemănări evidente, dar şi deosebiri. Astfel, unghiul de incidenţă de 90°, coastele principale prevăzute cu cîte un rînd de coaste secundare pe flancuri, spaţiile intercostale egale cu coastele şi ornate cu unul sau două striuri longitudinale fin solzoase, precum şi forma urechiuşei anterioare de la valva dreaptă sînt elemente comune ambelor specii.

Forma solzilor imbricaţi de pe coastele principale şi de pe costule, poziţia solzişorilor care formează coastele terţiare, precum şi conturul general al valvelor deosebesc cele două specii. Dacă formele de *L.(A.) biarritzensis gravesi* de talie mare se aseamănă aproape pînă la identitate cu cele de *Mimachlamys bellicostata*, deşi fac parte din grupe diferite, în schimb formele mai mici, prin alungirea lor evidentă în sensul diametrului umbono-ventral (pl. III, fig. 10—14), aparţin grupei *Mimachlamys varia* şi se pot încadra la specia *M. bellicostatus*. Formele mici de *L.(A.) biarritzensis gravesi* nu prezintă o astfel de alungire, menţionîndu-şi caracterul lor suborbicular.

Răspîndire geografică şi repartiţie stratigrafică. Subspecia *M. bellicostata bellicostata* este menţionată în diferite bazine ale bioprovinciei boreale din depozite „lattorfiene".

Tabelul I

Tabel cu repartiția stratigrafică și pe bioprovincii a formelor de pectinide

	Răspîndire / Denumirea subspeciei	Bazinul Transilvaniei				
		EOCEN			STAMPIAN s.s.	
		Calcarul grosier superior	Marnele cu *Nummulites fabianii*	Marnele cu briozoare	Stratele de Hoia	Stratele de Mera
1	2	3	4	5	6	7
1	*Amusium* (*Lentipecten*) *corneum corneum* (Sowerby 1818)*		●	●	●	●
2	*Pecten* (*Pecten*) *arcuatus arcuatus* (Brocchi 1814)			●	●	●
3	*Lyropecten* (*Aequipecten*) *biarritzensis gravesi* (d'Archiac 1850)					●
4	*Lyropecten* (*Aequipecten*) *biarritzensis meraensis* n.ssp.					●
5	*Lyropecten* (*Aequipecten*) *biarritzensis transsylvanicum* n.ssp.					●
6	*Mimachlamys bellicostata bellicostata* (Wood 1861)				●	●

* forme întîlnite numai de A. Koch (1894)
\+ forme întîlnite în diferite etaje ale eocenului, oligocenului și miocenului inferior.
× forme menționate din "lattorfian"
⊗ forme menționate din "lattorfian" și stampian s.s.
● forme întîlnite în eocenul și oligocenul Bazinului Transilvaniei.

Locul de proveniență. În Bazinul Transilvaniei se întîlnește ca exemplare rare în stratele de Hoia și de Mera de pe valea Berecoaia (Mera).

*

Din tabelul privind repartiția geografică și stratigrafică a formelor de *Pecten* din stratele de Hoia și de Mera se desprind următoarele :

a) *Lentipecten corneum* și *Pecten arcuatus arcuatus* sînt forme comune eocenului și oligocenului, ultima întîlnindu-se din priabonian ; *Lentipecten corneum* este prezent în toate bioprovinciile începînd cu cea boreală și terminînd cu cea paratethysiană, iar *P.arcuatus arcuatus* este caracteristic bioprovinciilor mediteraneeană și aquitano-lusitaniană.

b) *Lyropecten biarritzensis gravesi* și *Mimachlamys bellicostata bellicostata* sînt forme oligocene. Prima a fost descrisă din formațiuni rupeliene

nr. 1

din stratele de Hoia şi de Mera (întocmit de V. Moisescu)

Bioprovincia nordică							Bioprovincia aquitano-lusitaniană							Bioprovincia mediteraneeană							Bioprovincia paratethysiană						
EOCEN			OLIGOCEN		MIOCEN inf.		EOCEN			OLIGOCEN		MIOCEN inf.		EOCEN			OLIGOCEN		MIOCEN inf.		EOCEN			OLIGOCEN		Miocen inf.	
E.i.	E.m.	E.s.	Rupelian	Chattian	Aquitanian	Burdigalian	E.i.	E.m.	E.s.	Stampian s.s.	Chattian	Aquitanian	Burdigalian	E.i.	E.m.	E.s.	Stampian s.s.	Chattian	Aquitanian	Burdigalian	E.i.	E.m.	E.s.	Stampian s.s.	Chattian	Aquitanian	Burdigalian
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
+	+	+	×	+				+	+	+					+	+	×						+	+	+		
									+	+	+					+	+	+	+				+	+		+	
										+														+			
																								+			
																								+			
																								+			
			×																					⊗			

şi aparţine bioprovinciei aquitano-lusitaniană. *M. bellicostata bellicostata* provine din stratele de Brockenhurst de vîrstă „lattorfiană" (Anglia), fiind caracteristică pentru bioprovincia boreală.

c) Atît subspeciile *Lentipecten corneum corneum* şi *P.arcuatus arcuatus*, cît şi subspeciile *L.(A.) biarritzensis gravesi* şi *M. bellicostata bellicostata* sînt forme imigrate în domeniul paratethysian. Ele au apărut aici venind din bioprovinciile mediteraneană, lusitano-aquitaniană şi boreală.

d) Avînd în vedere faptul că pe lîngă formele comune eocenului şi oligocenului în stratele de Hoia şi de Mera se întîlnesc şi forme oligocene, unele chiar numai stampiene (= rupeliene) (ex. *L.biarritzensis gravesi*), putem aprecia ca stampiană (= rupeliană) vîrsta depozitelor respective.

De altfel şi cele două subspecii inedite, *L.(A.)biarritzensis meraensis* şi *L.(A.) biarritzensis transsylvanicum*, prezintă caractere noi. Deşi se trage din specia priaboniană *L.(A.)biarritzensis*, subspecia *L.(A.)biarritzensis transsylvanicum* este o formă cu ornamentaţie mai bogată, mai apropiată de formele oligocene decît de cele priaboniene.

Cît privește subspecia *L.(A.)biarritzensis meraensis*, aceasta este strîns înrudită cu forma rupeliană *L.(A.)biarritzensis gravesi* [12].

e) Deși forme marine, pectinidele din stratele de Hoia și de Mera sînt puține la număr atît ca specii și subspecii, cît și ca indivizi.

f) Din cele șase forme de pecteni întîlnite în astfel de depozite, cinci sînt necunoscute pentru regiunea cercetată, două dintre acestea fiind subspecii noi.

CONSIDÉRATIONS SUR LES FORMES DE PECTINIDES DES COUCHES DE HOÏA ET DE MERA (RÉGION DE CLUJ, NORD-OUEST DE LA TRANSYLVANIE)

RÉSUMÉ

Les Couches de Hoïa et de Mera, situées entre les marnes à Bryozoaires, à la base, et l'argile rougeâtre des Couches de Ticu inférieures, à la partie supérieure, contiennent une riche faune de mollusques marines, dont des Pectinides.

Ces dernières formes n'ont pas été étudiées jusqu'à présent. Dans cette étude, nous avons décrit les formes suivantes de Pectinides :

Pecten (Pecten) arcuatus arcuatus (BROCCHI, 1814)

Lyropecten (Aequipecten) biarritzensis gravesi (D'ARCHIAC, 1850)

Lyropecten (Aequipecten) biarritzensis meraensis n. ssp.

Lyropecten (Aequipecten) biarritzensis transsylvanicum n. ssp. et

Mimachlamys bellicostata bellicostata (WOOD, 1861)

A. Koch (1894, p. 327 et 348) a mentionné encore *Lentipecten corneum* Sow.

Pecten arcuatus et *Lentipecten corneum* sont des formes communes pour l'Éocène et l'Oligocène, la première étant rencontrée dès le Priabonien.

Lyropecten biarritzensis gravesi et *Mimachlamys bellicostata bellicostata* sont des formes oligocènes.

Tant les sous-espèces *Lentipecten corneum corneum* et *Pecten arcuatus arcuatus* que les sous-espèces *Lyropecten biarritzensis gravesi* et *Mimachlamys bellicostata bellicostata* sont des formes immigrées dans le domaine du Paratethys. Elles ont émigré ici des bioprovinces : méditerranéenne, lusitano-aquitanienne et boréale.

[12] După cum am amintit mai sus, A. Koch și N. Mészáros citează din stratele de Hoia și de Mera pe lîngă *Amussium corneum* și formele de *Pecten thorenti* și *Chlamys biarritzensis*.

Specia *P. thorenti*, menționată de A. Koch din stratele de Hoia, este introdusă de către N. Mészáros (1957, p. 87) în sinonimia speciei *Ch. biarritzensis*. Nu excludem posibilitatea întîlnirii subspeciei *L. (A.) biarritzensis biarritzensis* în stratele de Hoia și de Mera; noi însă n-am întîlnit-o pînă în prezent. Formele de *Lyropecten*, atribuite de diferiți autori speciei *Ch. biarritzensis* și care sînt foarte frecvente în marnele cu briozoare, nu se referă de fapt la *L. biarritzensis biarritzensis*, ci la subspecia *L. biarritzensis thorenti*. Așa se explică de ce *L. thorenti* este menționat de A. Koch nu numai din stratele de Hoia și de Mera, ci și din depozite eocene, cum sînt calcarul grosier superior, marnele cu *Nummulites fabiani* și marnele cu briozoare.

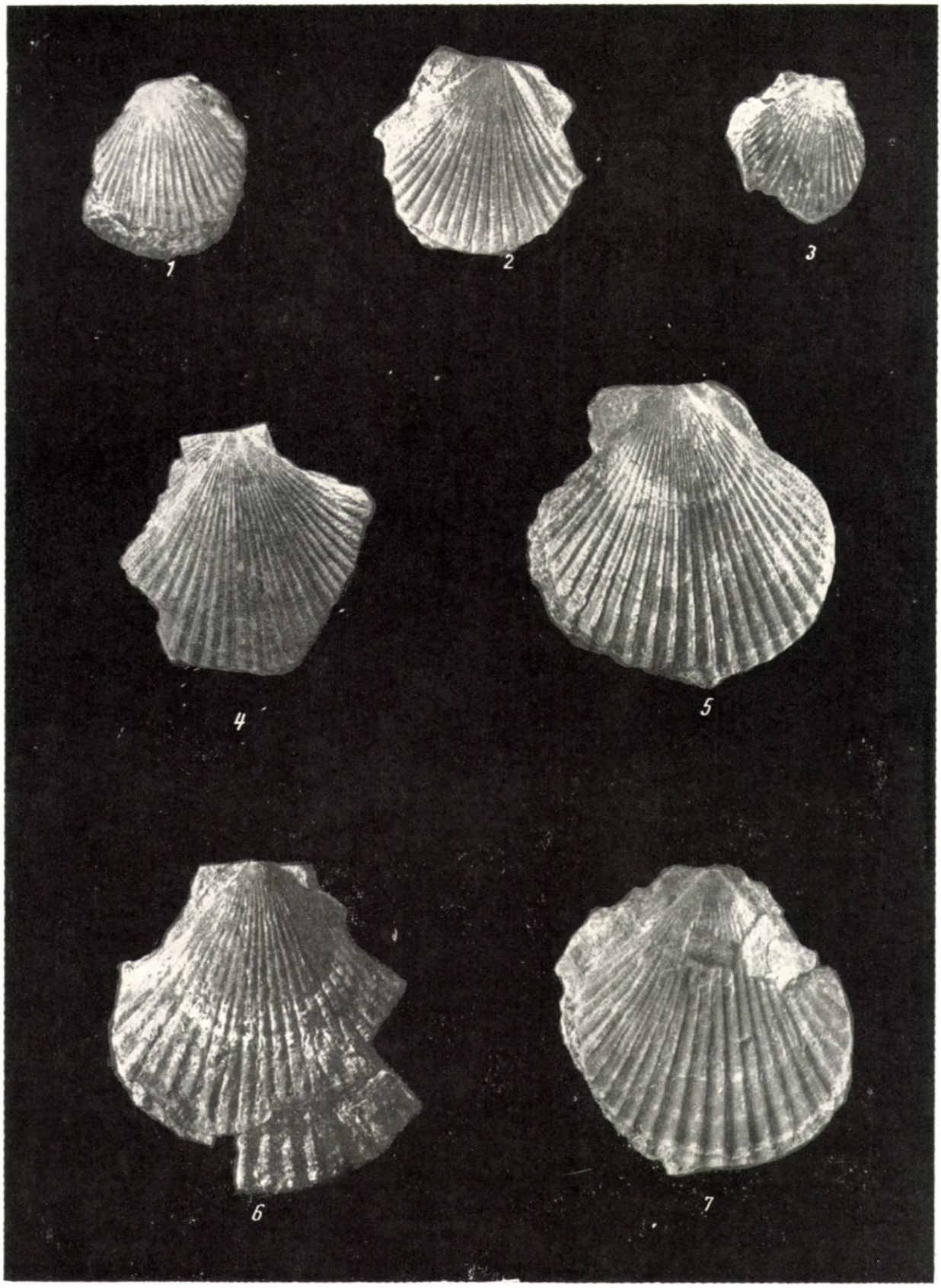


Fig. 1. — *Pecten* (*Pecten*) *arcuatus arcuatus* (Brocchi 1814) (3 ×).
Fig. 2—3. — *Lyropecten* (*Aequipecten*) *biarritzensis gravesi* (d'Archiac 1850).
Fig. 4—6. — *Lyropecten* (*Aequipecten*) *biarritzensis meraensis* n. ssp.
Fig. 7. — *Mimachlamys bellicostata bellicostata* (Wood 1861).

Étant donné qu'à côté des formes communes pour l'Éocène et l'Oligocène on rencontre dans les Couches de Hoïa et de Mera également des formes oligocènes, dont quelques-unes sont exclusivement rupéliennes (*Aequipecten biarritzensis gravesi*), on peut considérer que ces Couches doivent être attribuées au Stampien (= Rupélien).

D'ailleurs, les deux formes nouvelles *Lyropecten biarritzensis meraensis* et *L. biarritzensis transsylvanicum* présentent aussi des caractères plus nouveaux, oligocènes.

BIBLIOGRAFIE

Albrecht J. C. H., Valk W. (1943), *Oligocäne Invertebraten von Süd-Limburg*, Mededeel. geol. Stichting, C—IV—1—No. 3, Maastricht.

Archiac V.(d') (1846), *Description des Fossiles recueillis par M. Thorent dans les Couches à Nummulines des environs de Bayonne*, Mém. Soc. géol. France Paris, **II**, *2*.

— (1850), *Description des Fossiles du groupe nummulitique recueillis par M.S. — R. Pratt et M. J. Delboe aux environs de Bayonne et de Dax*, Mém. Soc. géol. France, Paris, **III**, *2*.

Bombiţă G., Moisescu V. (1968), *Données actuelles sur le Nummulitique de Transylvanie*, Mém. B.R.G.M., Paris, **I**, *58*.

Boussac J. (1911 *a*), *Études paléontologiques sur le Nummulitique alpin*, Mém. Carte géol. France, Paris.

— (1911 *b*), *Études stratigraphiques et paléontologiques sur le Nummulitique de Biarritz*, Annal. Héb., Paris, **V**.

Brocchi G. B. (1843), *Conchiologia fossile Subappennina con osservazioni geologiche sugli Appennini e sul suolo adiacente*, Milano.

Cicha I., Seneš J. (1968), *Sur la position du Miocène de la Paratethys Centrale dans le cadre du Tertiaire de l'Europe.*, Geol. sborn., Bratislava, **XIX**, *1*.

Cossmann M. (1921—22), *Synopsis illustré des Mollusques de l'Éocène et de l'Oligocène en Aquitaine*, Mém. Soc. géol. France, Paris, *55*.

Csepreghy-Meznerics I. (1964), *Le probleme du „Chattien" — Aquitanien du point de vue de l'histoire de la subdivision du Miocéne*, Mém. B.R.G.M., Paris, **II**, *28*.

Fuchs Th. (1870), *Beitrag zur Kenntniss der Conchylienfauna des vicentinischen Tertiärgebirges I. Abth. Die obere Schichtengruppe, oder die Schichten von Gomberto, Laverda und Sangonini*, Denkschr. d.k. Akad. d. Wiss, Math. — Naturwiss, Classe **XXX**, Viena.

Gabrielian A. A. (1964), *Les Nummulitidés du Paléogène d'Arménie et la limite Éocène moyen Éocene supérieur*, Mém. B.R.G.M., Paris,, **II**, *28*.

Glibert M., Heinzelin de Braucourt J. (1954), *L'Oligocène inférieur Belge*, in vol. *Victor Van Straelen*, Bruxelles.

Glibert M., Van de Poel L. (1965), *Les Bivalvia fossiles du Cénozoïque étranger. II. Pteroconchida, Colloconchida et Isofilibranchida*, Mém. Inst. roy. Sc. nat, de Belgique, Bruxelles, ser. II, *78*.

Kacearava I. V. (1957), *Sopostavlenie paleoghenovîh otlojenii Gruzii, Azerbaidjana i Armenii*, Tr. Gheol. In.-ta, ser. gheol., Tbilisi.

Karaghiuleva Iulia D. (1964), *Iskopaemaia fauna Bolgarii VIa. Paleoghen Molliuski*, Bolg. Akad. Nauk, Sofia.

Kazahaşvili J. R. (1961), *K voprosu o vozraste pesceanikov Karatubani Ahalţihskogo basseina Gruzii*, Soob. Akad. Nauk Gruzinskoi SSR, Tbilisi, **XXVII**, *2*.

— (1965), *K izuceniiu osnovnîh Molliuskovîh Kompleksov nijneoligoţenovîh otlojenii Ahalţihskoi depresii*, Soob. Akad. Nauk Gruzinskoi SSR, Tbilisi, **XI**, *2*.

Kliuşnikov M. N. (1958), *Stratigrafia i fauna nijnetreticinîh otlojenii Ukraini*, Acad. Nauk Ukr. SSR, Tr. Inst. gheol. nauk, ser. stratigr. i paleont., Kiev, *13*.

Koch A. (1894), *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile I. Theil Paläogene Abtheilung*, Mitth. a.d. Jahrb. d.k. ung. geol. Anst, Budapesta, **X**, 6.

KRANZ W. (1910), *Das Tertiär zwischen Castelgomberto, Montecchio Maggiore, Creazzo und Monteviale im Vicentin*, N. Jb. Min. Geol. u. Paläont, Stuttgart, **XXIX**, 1.

MÉSZÁROS N. (1957), *Fauna de moluşte a depozitelor paleogene din nord-vestul Transilvaniei*, Edit. Academiei, Bucureşti.

OPPENHEIM P. (1900), *Paläontologische Miscellaneen. III*, 2. *Beiträge zur Kenntniss des Oligocän und seiner Fauna in den venetianischen Vorarlpen*, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Berlin, **LII**.

— (1900—901), *Die Priabonaschichten und ihre Fauna*, Palaeontographica, Stuttgart, **XLVII**.

ROGER J. (1939), *Le genre Chlamys dans les formations néogènes de l'Europe*, Mém. Soc. géol. France, Paris, XVII 7e sér. 40.

— (1944), *Révision des Pectinidés de l'Oligocène du domaine Nordique*, Mém. Soc. géol. France, Paris, **XXIII**, *50*.

RONCHETTI ROSSI C. (1952), *I tipi della „Conchiologia Fossile Subappennina di G. Brocchi*. Rev. Ital. di Paleontologia e stratigrafia, Milano, **I**.

SACCO F. (1897), *I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria*, Torino, **XXIV**.

VENZO S. (1938—39), *La fauna cattiana delle glauconie bellunesi*, Mem. Ist. geol. Univ. Padova, **XIII**.

WOOD S. V. (1861), *A monograph of the Eocene Mollusca I. Bivalves*, Paleontogr. Societ., Londra.

Primit în redacţie la 20 mai 1970

Institutul geologic

ASUPRA PREZENȚEI SPECIILOR *ANAHOPLITES INTERMEDIUS* SPATH ȘI *ANAHOPLITES PRAECOX* SPATH (ÎN DEPOZITELE FLIȘULUI CRETACIC INTERN DIN BAZINUL SUPERIOR AL VĂII SARULUI (ÎN COMPLEXUL GREZOS — CONGLOMERATIC AL SERIEI DE BOBU)

DE

ALINA ANCUȘA POPOVICI

55(05)

Lucrările de cartare geologică efectuate de autor în vara anului 1966 au dus la identificarea pentru prima oară a unor resturi fosile în complexul mijlociu, grezos-conglomeratic, al seriei de Bobu, una din puținele entități litologice ale flișului cretacic din regiunea de curbură a Carpaților Orientali din care nu fuseseră menționate macrofosile pînă la prezenta lucrare.

Punctul fosilifer identificat (punctul fosilifer nr. 1 de pe schița geologică alăturată — fig. 1) este amplasat pe piscul Poiana Roșie, în bazinul superior al văii Sarului (în vecinătatea Vîrfului Frumos — Șotrile Vistierului), la cota 989 m, la 110 m spre vestul drumului de plai, care merge din satul Seciuri spre comuna Secăria. Aici s-au colectat numeroase fragmente de mulaje interne și externe de *Anahoplites intermedius* Spath, *Anahoplites praecox* Spath, *Anahoplites* cf. *intermedius-evolutus* Spath, precum și numeroase resturi incomplete de *Neohibolites* cf. *minimus* Lister.

Puține fosile se află însă într-o stare de conservare satisfăcătoare.

În cele ce urmează dăm datele taxonomice și elementele descriptive asupra celor două specii identificate ale genului *Anahoplites*.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 1, p. 247–253, București, 1971

Clasa **CEPHALOPODA** Cuvier 1795

Subordinul **AMMONITINA** Hyatt 1889

Superfamilia ***HOPLINACEAE*** H. Douvillé 1890, n. cor. Wright et Wright 1951

Familia **HOPLITIDAE** H. Douvillé 1890, n. cor. Hyatt 1900

Genul **Anahoplites** Hyatt 1900 emend Spath

1925 — *Anahoplites* Spath, partea a III-a, p. 130.
1953 — *Anahoplites* A. E. Glazunova, p. 77.

Genotip: **Amonites splendens** (Sowerby 1815); d'Orbigny, 1841, p. 222, pl. LXIII, fig. 1—2.

Figurile 2 şi 3 (pl. I), ca şi alte eşantioane mai puţin bine conservate, indică cu precizie prezenţa genului *Anahoplites*.

Speciile acestui gen au o cochilie discoidală, mai mult sau mai puţin involută, ornamentată cu coaste radiale flexuoase, ale căror capete sînt îndoite anterior, cu slabi tuberculi ombilicali şi mai rar cu fine noduri ventro-laterale.

Este caracteristică partea ventrală plată (tabulată), netedă sau fin brăzdată, încadrată de coaste dispuse altern pe cele două părţi.

Genul este răspîndit în albianul mediu şi superior din Europa şi Transcaspia.

Anahoplites intermedius Spath

(pl. I, fig. 3; pl. II, fig. 4 b, 5, 6; pl. III, fig. 8, 9; pl. IV, fig. 12; pl. V, fig. 15)

1925 — *Anahoplites intermedius* Spath, partea a III-a, p. 133—135, pl. X, fig. 1, fig. text 36 a — f.
1953 — *Anahoplites intermedius* A.E. Glazunova, p. 78—80, pl. XXIV, fig. 1—5.

Am atribuit acestei specii numai fragmente de mulaje interne sau externe; de altfel, atît holotipul, cît şi celelalte forme descrise de Spath ca *Anahoplites intermedius* sînt, de asemenea, reprezentate doar prin fragmente. Datorită acestui fapt nu se pot da măsurători ale cochiliei şi o descriere a liniei lobare.

Figura 3 (pl. I) prezintă o mare asemănare cu figura — text 36 g din Spath (1925) (vedere periferică a unei porţiuni din camera de locuit tipică) şi cu figura 4 b, pl. XXIV, Glazunova. Figurile 5 şi 6 (pl. II) sînt comparabile cu figurile 1 şi 4 a, pl. XXIV, Glazunova.

Cochilia este plată, subangust ombilicată, secţiunea turei înaltă şi subţire în partea sa superioară, iar partea ventrală plată şi îngustă, slab brăzdată.

Ornamentaţia cochiliei este destul de accentuată şi deasă, dar nu grosolană.

Coastele principale flexiradiale, adesea bifurcate, pornesc din aproximativ 20 de tuberculi ombilicali mici, alungiţi transversal, în lungul coastelor. Între coastele principale bifurcate apar de obicei şi 1—2 coaste intermediare, unitare, care se dezvoltă de pe marginea ombilicală, adesea însă de la nivelul tuberculilor ombilicali. Astfel, fiecărui tubercul îi corespund 2—3 coaste radiale.

Pe ambele părţi ale marginii exterioare capetele coastelor sînt uşor înclinate înainte, brăzdînd slab, în mod altern, şi suprafaţa ventrală, pe mijlocul căreia se întrerup.

În Anglia, specia este considerată de S p a t h (1941) conducătoare pentru una din subzonele aflate la partea superioară a zonei cu *Hoplites dentatus* (= zona mijlocie a albianului mediu); în Franţa este considerată de M. B r e i s t r o f f e r (1947), alături de *An. praecox*, ca fosilă conducătoare a subzonei superioare a hoplitianului (zona inferioară a albianului mediu), iar în partea apuseană a Kopet-Dagului este descrisă din partea superioară a albianului mediu (hoplitian), şi anume din subzona cu *Anahoplites asiaticus glazunova.*

Figurile 10 (pl. III) şi 13 (pl. IV) indică un anahoplit rău conservat, cu ornamentaţia aproape ştearsă, dar cu ombilic foarte larg dezvoltat (24 mm), lărgime care, probabil, se datorează şi deformării exemplarului de faţă.

Această formă seamănă cu anahoplitul descris de S p a t h (1925), p. 134, figura — text 37, ca *Anahoplites evolutus*. Costarea este fină, strînsă ca la *Anahoplites intermedius*, dar ombilicul este mult mai larg dezvoltat, cu tendinţa evidentă de derulare (la holotipul de *Anahoplites evolutus* a lui S p a t h 32% din diametrul cochiliei; în cazul de faţă ombilicul reprezintă 37% din diametru).

Consider însă că numai acest caracter nu este suficient pentru separarea unei specii independente, *Anahoplites evolutus* Spath aparţinînd unei subspecii de *An. intermedius*; de aceea, am utilizat denumirea de *Anahoplites* cf. *intermedius-evolutus* Spath.

Anahoplites praecox Spath

(pl. I, fig. 2; pl. II, fig. 4 a, 7; pl. IV, fig. 11; pl. V, fig. 14)

1925 — *Anahoplites praecox* Spath, partea a III-a, p. 130—133, pl. XI, fig. 3, 4 şi 12; fig.-text 32 b şi 36 a — f.

1953 — *Anahoplites praecox* A. E. Glazunova, p. 80—81, pl. XXV. fig. 1, 2 a — c.

Nu am găsit decît fragmente de mulaje interne ale ultimei camere, pe care nu s-au putut efectua măsurători sau identifica linia lobară; însă, caracterele externe ale acestor fragmente sînt suficiente pentru a le atribui lui *Anahoplites praecox* Spath.

Figura 4 a (pl. II), varietate puternic costată, poate fi comparată cu figura 1, pl. XXV, Glazunova și cu figura 3, pl. XI, Spath.

Figurile 2 (pl. I) și 7 (pl. II) prezintă asemănări cu figura 4, pl. LXI, Spath și poate fi considerată ca o formă mai fin costată, de trecere la *Anahoplites intermedius*.

Cochilia este discoidală, cu secțiunea turei subrectangulară; caracteristică este partea ventrală plată și ușor brăzdată mai ales pe camera de locuit. Ornamentația constă din coaste puternic flexuoase, proradiale, care pornesc din tuberculi ombilicali alungiți transversal. Coastele principale sînt adesea bifurcate la nivelul acelorași tuberculi ombilicali, dînd naștere unor coaste secundare. La periferie, toate coastele sînt îndoite vizibil anterior, iar pe mijlocul părții ventrale se întrerup, înălțîndu-se foarte puțin față de un șanț abia schițat.

Se deosebește de *Anahoplites intermedius*, cu care de altfel este foarte asemănător ca formă exterioară, prin lărgimea mai mare a ombilicului, cu tendințe slabe de derulare la stadiile de bătrînețe, prin coaste mai rare ale cochiliei, dar mai bine marcate și mai puțin flexuoase, relativ mai puțin înclinate anterior la capete.

Anahoplites praecox este citat în Anglia și Franța din subzona cu *Anahoplites intermedius*, iar în Balhanul Mic din subzona cu *Anahoplites asiaticus*; mai este citat în albianul mediu din Mangîșlac.

*

Roca fosiliferă este un microconglomerat brecios poligen, destul de alterat, la suprafață avînd culori gălbui, patine de limonit și mai rar cruste de malahit. În spărtură proaspătă prezintă culori cenușii.

Majoritatea elementelor psefitice au dimensiuni ce nu depășesc 5—6 mm; elementele mai mari sînt mai puțin frecvente și ajung la un diametru de 3—4 cm. Dintre elementele mici, de obicei colțuroase, predomină cuarțul (cenușiu-roșcat), urmat de elementele de cristalin (reprezentate mai ales prin cuarțite negre și șisturi cloritoase); feldspații sînt destul de frecvenți, iar elementele calcaroase de culoare gălbuie sau roz sînt subordonate lor ca frecvență; apar și rari piroxeni rombici proveniți probabil din dezagregarea unor roci eruptive bazice. Foarte caracteristice rocii sînt elementele mai mari, destul de rulate, de marno-calcare foarte alterate, albicioase, gălbui, uneori verzui, cu cruste de limonit și dendrite de oxizi de mangan la suprafață. Matricea este fină, poligenă, predominant cuarțoasă, foarte micacee (cu muscovit grosier și biotit fin, cloritizat) și cu rar glauconit. Cimentul este calcaros, uneori puternic (pl. I, fig. 1).

PLANȘA I

Fig. 1. — Microconglomerat brecios poligen fosilifer. Se observă matricea predominant cuarțoasă, cimentul calcaros (calcit) și elemente psefitice de cuarț (numeroase și foarte colțuroase), feldspat, cuarțit, mice (muscovit și biotit în parte cloritizat). Mai rar se observă piroxeni, glauconit și cruste de oxizi de fier. Complexul grezos-conglomeratic al seriei de Bobu, piscul Poiana Roșie. 1, Cuarț; 2, feldspat; 3, muscovit; 4, ciment. Secțiune subțire. Nicoli +; × 57.

Fig. 2. — *Anahoplites praecox* Spath, formă de trecere spre *Anahoplites intermedius* Spath. Vedere ventrală a unui fragment de mulaj intern; × 2. Complexul grezos-conglomeratic al seriei de Bobu, piscul Poiana Roșie.

Fig. 3. — *Anahoplites intermedius* Spath. Vedere ventrală a unui fragment de mulaj intern; × 1,5. Complexul grezos-conglomeratic al seriei de Bobu, piscul Poiana Roșie.

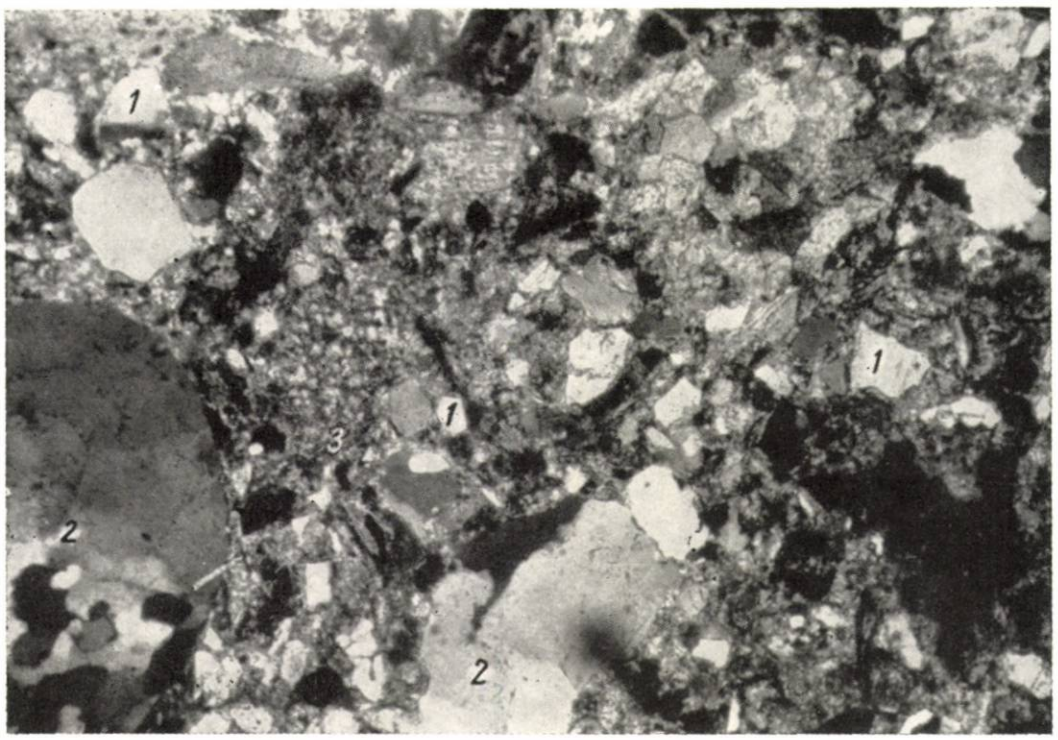


Fig. 1

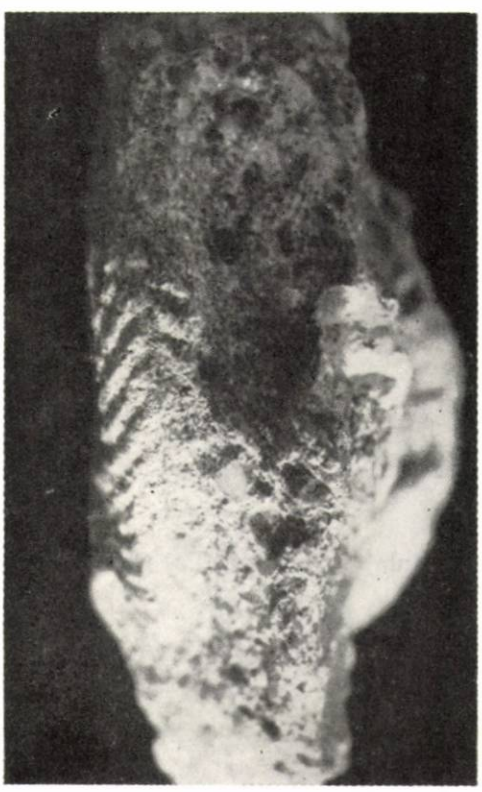


Fig. 2

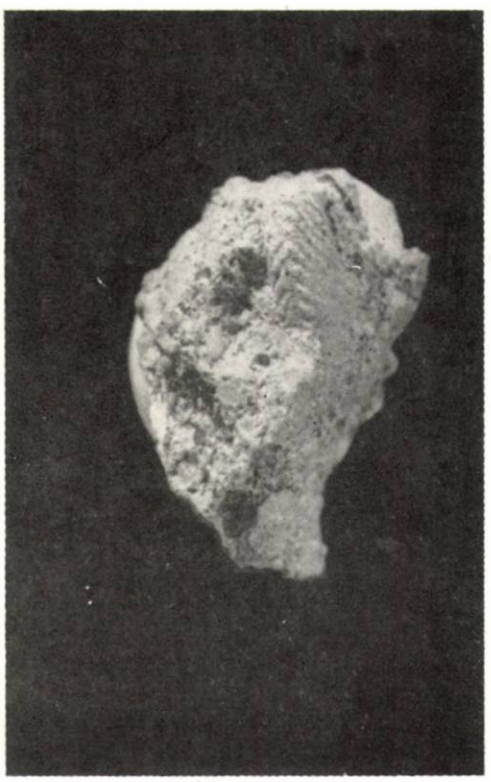


Fig. 3

PLANȘA II

Fig. 4 a.— *Anahoplites praecox* Spath. Fragment de mulaj intern ; ×1,25. Complexul grezos-conglomeratic al seriei de Bobu, piscul Poiana Roșie.
Fig. 4 b. — *Anahoplites intermedius* Spath. Fragment de mulaj extern ; × 1,25. Complexul grezos-conglomeratic al seriei de Bobu, piscul Poiana Roșie.
Fig. 5. — *Anahoplites intermedius* Spath. Fragment de mulaj intern ; × 1,75. Vedere laterală a exemplarului din figura 3.
Fig. 6. — *Anahoplites intermedius* Spath. Mulaj intern din plastilină a exemplarului din figura 4 b ; × 1.
Fig. 7. — *Anahoplites praecox* Spath, formă de trecere (mai fin și des costată) spre *Anahoplites intermedius* Spath. Fragment de mulaj intern, vedere laterală a exemplarului din figura 2; × 1,5.

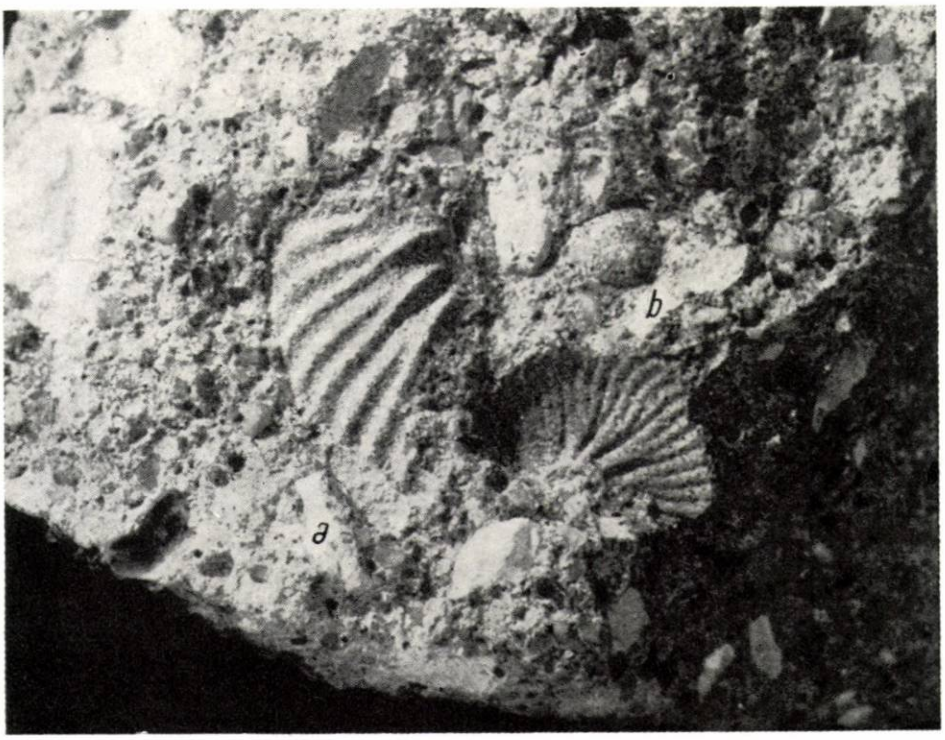


Fig. 4 a Fig. 4 b

Fig. 5

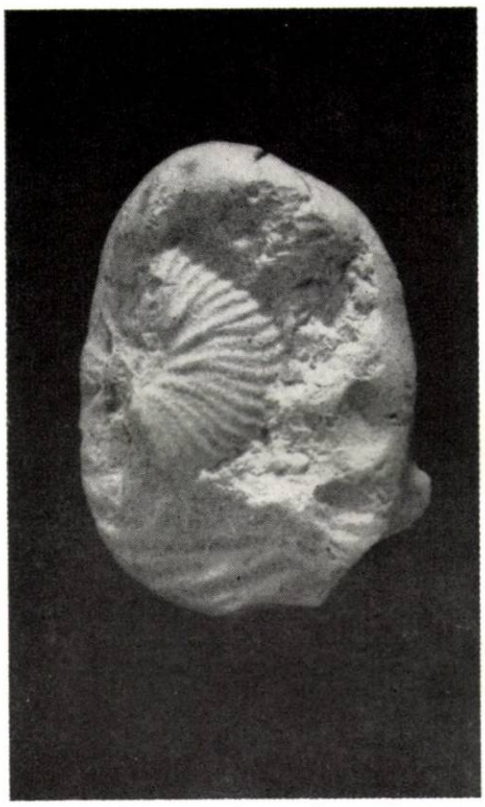


Fig. 6

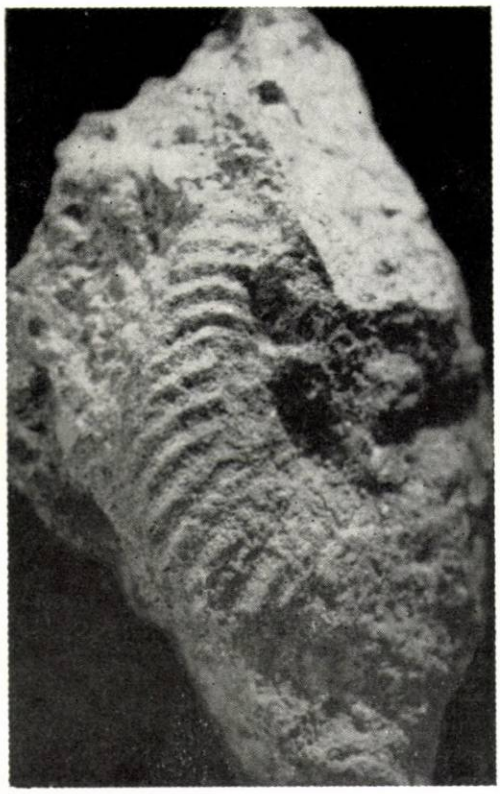


Fig. 7

Fig. 8

Fig. 9

Fig. 10

Fig. 8. — *Anahoplites intermedius* Spath. Fragment de mulaj intern ; ×1. Complexul grezos-conglomeratic al seriei de Bobu, piscul Poiana Roşie.
Fig. 9. — *Anahoplites intermedius* Spath. Fragment de mulaj intern ; ×1,75. Complexul grezos-conglomeratic al seriei de Bobu, piscul Poiana Roşie.
Fig. 10. — *Anahoplites* cf. *intermedius-evolutus* Spath. Fragment de mulaj intern ; × 1,25. Formă mai evolută, cu ombilic larg şi tendinţă de derulare. Complexul grezos-conglomeratic al seriei de Bobu, piscul Poiana Roşie.

Fig. 11

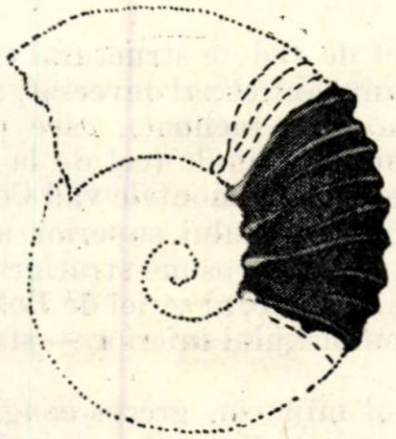


Fig. 12

Fig. 11. — *Anahoplites praecox* Spath, formă de trecere la *Anahoplites intermedius* Spath; ×1,7. Același ca în figura 2.
Fig. 12. — *Anahoplites intermedius* Spath; × 1. Același ca în figura 9

PLANȘA V

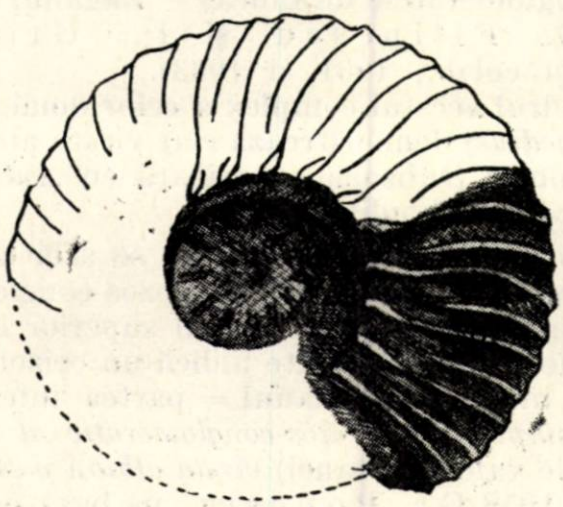


Fig. 13

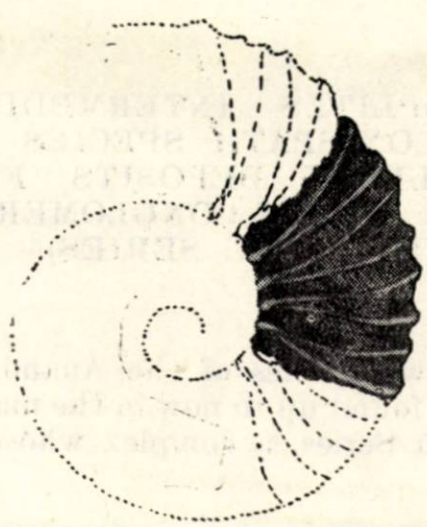


Fig. 14

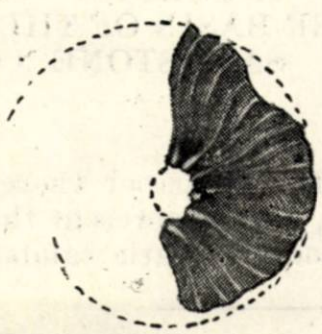


Fig. 15

Fig. 13. — *Anahoplites* cf. *intermedius-evolutus* Spath; × ~1. Același ca în figura 10.
Fig. 14. — *Anahoplites praecox* Spath; × ~1. Același ca în figura 4 a.
Fig. 15. — *Anahoplites intermedius* Spath; × ~1,35. Același ca în figurile 4 b sau 6.

Din punct de vedere structural (fig. 1) acest punct fosilifer este amplasat în axul unui anticlinal deversat, asimetric (flancul de sud este flancul invers, mai puternic înclinat), care plonjează spre valea Sarului, fiind încadrat de două sinclinale (cel de la nord deschis în valea Sălciilor, iar cel de la sud deschis în amontele văii Coșcovelor), cu umplutura constituită din depozitele complexului superior al seriei de Bobu. Punctul fosilifer se află la circa 200 m grosime stratigrafică sub limita inferioară a complexului superior, sideritic, al seriei de Bobu, și la circa 150 m deasupra limitei superioare a complexului inferior — stratele de Pîrîul Mogoș — al aceleiași serii (fig. 2).

Complexul mijlociu, grezos-conglomeratic, al seriei de Bobu a fost atribuit pînă acum, în lipsa argumentelor paleontologice, albianului mediu de Gr. Popescu în 1958 (pe valea Teleajenului) sau albianului, superior de M. Ștefănescu și colab. [1], în 1965 (pe valea Doftanei), numai pe baza poziției sale stratigrafice între două complexe datate pe baza fosilelor colectate. De altfel, singurele fosile menționate în flișul cu gresii masive de vîrstă albian medie-superioară (gresii care înlocuiesc spre nord și sud conglomeratele de Ciucaș — Zăganu) sînt cele din Munții Bodocului (M. G. Filipescu și D. Grigorescu, 1966 G. Murgeanu și colab., 1961 și 1963).

Prezența în cadrul acestui complex a celor două specii de *Abahoplites* (*praecox* și *intermedius*) demonstrează clar vîrsta albian medie a conglomeratelor care le conțin (subzona superioară cu *Anahoplites intermedius* și *Anahoplites praecox* a hoplitianului).

Întrucît aceste conglomerate fosilifere se află la circa 150—200 m stratigrafic deasupra bazei complexului grezos-conglomeratic și la circa 200 m sub limita inferioară a complexului superior al seriei de Bobu și avînd în vedere că fosilele identificate indică un orizont plasat aproape la mijlocul albianului mediu (hoplitianul = partea inferioară a albianului mediu), atribuim *complexului grezos-conglomeratic al seriei de Bobu* (cel puțin, aici, la vest de valea Doftanei) *vîrsta albian mediu*, așa după cum a preconizat încă din 1958 Gr. Popescu, pe baza poziției lor stratigrafice.

ON THE PRESENCE OF ANAHOPLITES INTERMEDIUS SPATH AND ANAHOPLITES PRAECOX SPATH SPECIES IN THE INTERNAL CRETACEUS FLYSCH DEPOSITS FROM UPPER BASIN OF THE SARU VALLEY (IN THE CONGLOMERATE SANDSTONE COMPLEX OF THE BOBU SERIES)

In the paper there are described two species of the Anahoplites genus, which represent the first fossil rests found up to now in the massive and conglomeratic sandstone of the Bobu Series, a complex whose age

[1] M. Ștefănescu, C. Butnăreanu, M. Zamfirescu, V. Matei, E. Avram (1965), *Prospecțiuni geologice pentru hidrocarburi în zona flișului cretacic paleogen dintre valea Buzăului și valea Dîmboviței*, Arh. I.G.P., M.M.P.G.

was previously attributed to the Middle Albian or to the Upper Albian only on the basis of the stratigraphical position. The species Anahoplites intermedius Spath and Anahoplites praecox Spath indicate a Middle Albian age for this complex of the Bobu Series.

BIBLIOGRAFIE

Breistrofer M. (1947), *Sur les zones des amonites dans l'Albien de France et d'Angletterre*, Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble.

Dacqué E. (1942), *Leitfossilien ein Hilfsbuch zum Beistimmen vom Versteinerungen bei geologischen Arbeit in der Sammlung und im Felde*, Wirbellose der Kreide, Berlin.

Filipescu M. G. (1934), *Cercetări geologice între valea Teleajenului şi valea Doftanei*, Teză, Bul. Lab. min. gen. Univ. Buc., **I**.

Filipescu M. G., Grigorescu D. (1966), *Contribuţiuni la cunoaşterea faunei cretacice din flişul Carpaţilor Orientali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **2**, *2*.

Glazunova A. E. (1953), *Ammoniti Apta i Alba Kopet-Daga, Malogo i bolişogo Balhanov i Mangişlaka*, Moscova.

Moore C. R. (1957), *Treatise on invertebrate paleontology*, Partea I, *Molusca*, *4*, *Cephalopoda*, *Amonoidea*, Geol. Soc. of America and Univ. of Kansas Press.

Murgeanu G. (1934), *La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teşila (Prahova)*, An. Inst. geol., **XVI**.

Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N., Panin N. (1963), *Stratigrafia şi sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Carpaţilor*, Com. şt., Secţia stratigrafie, Asoc. geol. carp.-balc., Congres V (1961), Bucureşti, **III**, *2*.

Murgeanu G., Filipescu M. G. şi colab. (1961), *Privire generală asupra flişului cretacic de la curbura Carpaţilor*, Ghidul excursiilor, Congres V, Asoc. carp.-balc., 1961, Bucureşti.

Orbigny A. d' (1840—1855), *Paléntologie française: Terr. crétacé*, Paris.

Popescu Gr. (1958), *Contribuţiuni la stratigrafia flişului cretacic dintre valea Prahovei şi valea Buzăului, cu privire specială asupra văii Teleajenului*, St. cerc. geol., **3**, *3—4*.

Spath L. F. (1925), *A monograph of the Ammonoidea of the Gault*, Paleont. Soc., Partea I—V, 1921—1925.

Ştefănescu M., Avram E., Ştefănescu Marina (1965), *Contribuţii la cunoaşterea faunelor fosile din flişul cretacic dintre valea Teleajenului şi valea Ialomiţei*, St. cerc. geol., **10**, *2*.

Primit în redacţie la 5 noiembrie 1969

Institutul de petrol, gaze şi geologie

CONTRIBUȚII LA STUDIUL RADIOACTIVITĂȚII UNOR CORPURI DE BAUXITĂ DIN MUNȚII APUSENI

DE

I. TREIBER, A. SZABÓ, IULIA TÎRLEA, V. CORDIȘ

55 (05)

Cu scopul de a prezenta o privire generală, preliminară, asupra unor roci mezozoice, am publicat într-o lucrare anterioară rezultatele măsurătorilor de radioactivitate naturală globală a rocilor formațiunilor mezozoice din Pădurea Craiului (I. Treiber și colab., 1970). În continuare, am încercat să extindem acest studiu, efectuînd analize radiologice și asupra unor corpuri de bauxită din trei localități: Călățea, Remeți (Valea Iadului), Dobrești (Munții Pădurea Craiului).

În general, corpurile de bauxită sînt cuprinse în formațiunile mezozoice la limita dintre calcarele malmului superior (calcare de Stramberg) și calcarele cretacicului inferior (barremian).

Cu formațiunile din Pădurea Craiului (în afară de autorii mai vechi) s-au ocupat mai recent D. Patrulius (1953) și S. Pauliuc (1957), care au prezentat stratigrafia și tectonica regiunii, dîndu-i o descriere geologică detaliată.

Din punct de vedere mineralogic și chimic aceste bauxite au fost studiate de mai mulți autori (I. Szádeczky, 1905; O. Protescu, 1938, 1942 și 1943—1944; E. L. Zamfirescu, 1931; V. Lucca, 1966; I. Treiber, 1960 și 1965; V. C. Papiu și colab., 1966, 1967 și 1969).

Pentru determinarea radioactivității, din zăcămintele din cele trei localități mai sus menționate, s-au colectat eșantioane de culoare și de consistență diferite (tabelul nr. 1). Aceste bauxite au fost studiate prin metode complexe (chimic, microscopic, termodiferențial, roentgenografic, difractometric), datele fiind publicate în lucrările anterioare. Din datele acestor analize complexe rezultă că bauxitele sînt alcătuite din aceiași componenți mineralogici (diaspor, cantități mici de hidrargillit (gibbsit), apoi lepidocrocit, goethit, siderit, ilmenit, substanță argiloasă etc.), prezentînd însă cantități diferite la bauxitele felurit colorate.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 1, p. 255—264, București, 1971

Cercetările de radioactivitate. Măsurarea radioactivităţii bauxitelor s-a făcut cu ajutorul unui contor Geiger-Müller tip V.A.Z.-410 pentru raze β şi γ, prevăzut cu un dispozitiv descris de A. S z a b ó (1960). Din datele experimentale obţinute, redate în tabelul nr. 1, reiese că activitatea glo-

Tabelul nr. 1

Radioactivitatea, conţinutul în TiO_2% şi ZrO_2% a probelor din Pădurea Craiului

Nr. probei	Tipul de bauxită	Ocurenţa	A—F*	Echivalent gRa/g 10^{-10}	Conţinut în TiO_2 (%)	Conţinut în ZrO_2 (%)
1	Bauxită compactă roşie-violetă	Călăţea	44,1	1,60	2,30	0,100
2	Bauxită compactă roşie-violetă	Călăţea	51,05	1,81	2,60	0,095
3	Bauxită poroasă roşie-gălbuie	Călăţea	49,4	1,75	2,80	0,100
4	Bauxită pizolitică gălbuie	Călăţea	51,7	1,97	2,80	0,110
5	Bauxită poroasă albă	Călăţea	80,4	3,3	3,20	0,115
6	Bauxită concreţionară roşie	Călăţea	63,2	2,5	1,45	0,013
7	Bauxită compactă violetă	Remeţi (Fruntea)	36,4	1,2	3,20	0,095
8	Bauxită poroasă roşie	Remeţi	49,2	1,8	2,90	urme
9	Bauxită poroasă roşie	Remeţi (V. Rea)	44,3	1,6	3,10	0,085
10	Bauxită brecioasă-calcaroasă	Remeţi (La Corni)	0	0	2,70	urme
11	Bauxită poroasă gălbuie	Remeţi	37,3	1,2	1,05	0,014
12	Bauxită tufacee galben-brună	Remeţi (Fruntea)	13,3	0,42	0,77	0,0125
13	Bauxită compactă roşie-violetă	Dobreşti	43,6	1,5	4,20	0,115
14	Bauxită pizolitică roşie-violetă	Dobreşti	40,4	1,35	3,20	0,080
15	Bauxită poroasă galbenă	Dobreşti	0	0	0,21	urme
16	Bauxită mai puţin compactă, albă	Dobreşti	115,9	5	4,00	0,120
17	Bauxită aglomerată, roşie-violetă	Dobreşti	31,0	0,9	3,10	0,060
18	Brecie bauxitică cu calcar	Dobreşti	3,3	0,10	0,38	—

* A = activitatea totală, F = fondul instalaţiei.

bală a probelor analizate, exprimată în imp/min, variază între 0 şi 115,9, iar media aritmetică calculată pe cele 18 probe este de 41,91. Activitatea cea mai ridicată o prezintă bauxita albă de la Dobreşti (proba 16), cea mai

redusă bauxita brecioasă cu calcar de la Remeți (la Corni, proba 10) și bauxita galbenă de la Dobrești (proba 15).

În figura 1 este reprezentată radioactivitatea globală a bauxitelor din cele trei ocurențe, exprimată prin cercuri cu diametre proporționale cu echivalent g Ra/g 10^{-10} (Călățea : M = 2,15 ; Remeți — Valea Iadului : M = 1,03 ; Dobrești : M = 1,47).

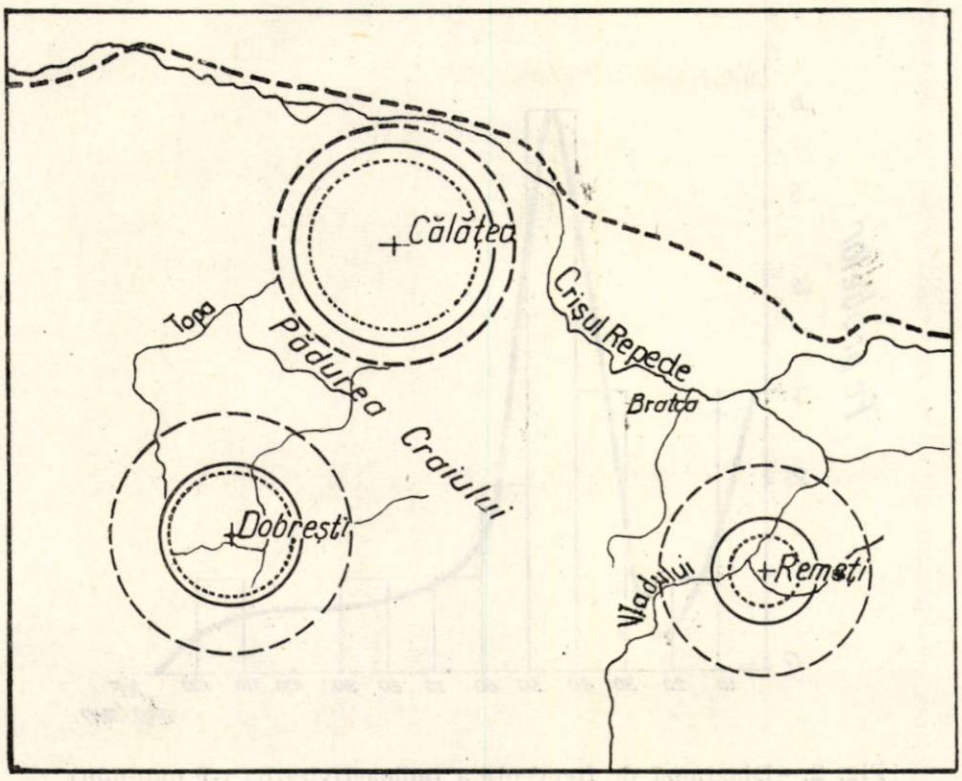


Fig. 1. — Radioactivitatea și conținutul în TiO_2 (%) și ZrO_2 (%) a bauxitelor din Munții Pădurea Craiului. Radioactivitatea (linii pline), TiO_2 (linii întrerupte), ZrO_2 (linii punctate) sînt reprezentate cu cercuri a căror diametre sînt proporționale cu media aritmetică a conținutului.

Pentru posibilitatea de interpretare a datelor obținute, ne folosim de diagramele alăturate, în care utilizăm rezultatele măsurătorilor redate în tabelul nr. 1. În figura 2, din diagrama de frecvență a radioactivității bauxitelor, se remarcă asimetria curbei de maximum de frecvență. Se observă că, din cele 18 analize, se evidențiază în mod clar curba de frecvență, al cărei maxim se găsește în limita 40—50 A—F imp/min și atît flancul stîng, cît și cel drept sînt abrupți, numai flancul drept arătînd o mică prelungire spre valori mai mari. Făcînd o comparație între bauxitele din diferitele ocurențe (fig. 3), se remarcă faptul că aceste curbe de frecvență, la toate cele trei ocurențe, sînt asimetrice, cu frecvența maximă între activitățile (A—F imp/min) : 40—60 la Călățea ; 30—50 la Remeți și 0—10, 40—50 la Dobrești.

După datele bibliografice, radioactivitatea bauxitelor s-ar putea reduce la zircon (respectiv la thorit, izomorf cu acesta). În vederea determinării conținutului de ZrO_2% al probelor, s-a aplicat analiza spectrală. De asemenea s-a mai aplicat analiza spectrală pentru determinarea conți-

nutului de TiO_2%, dat fiind faptul că elementele radioactive sînt filtrate din apa mării cu ajutorul hidroxidului de titan și că titanul se găsește în cantitate mai considerabilă în bauxite.

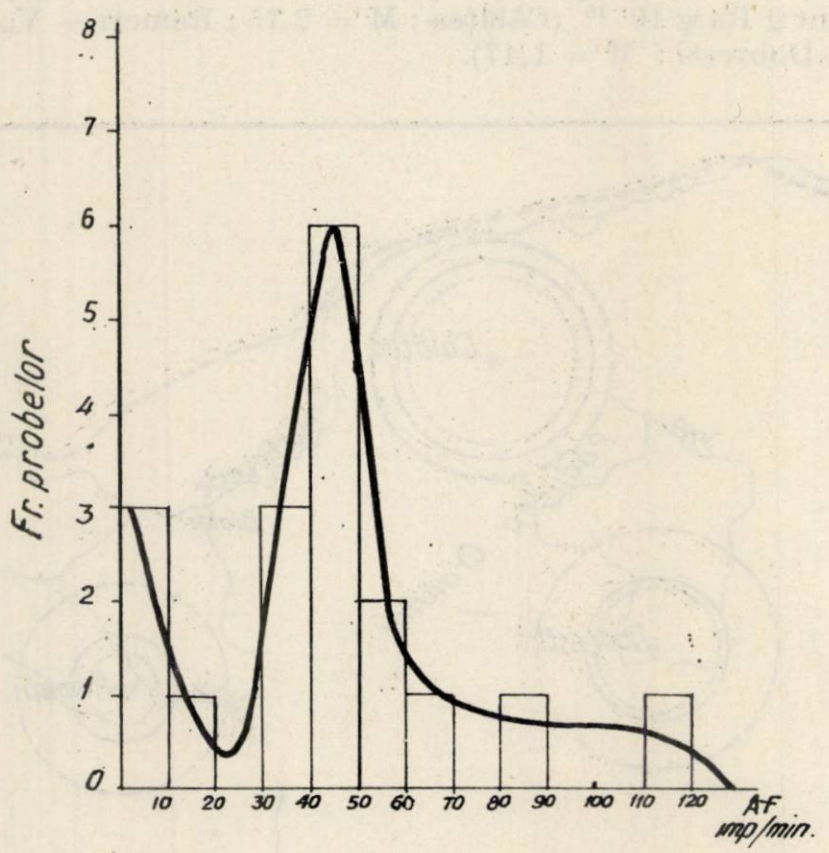


Fig. 2. — Diagramă de frecvență a radioactivității (A-F imp/min) la bauxitele studiate.

În figura 1 s-a reprezentat și conținutul mediu (dat în procente) în TiO_2 și ZrO_2, de asemenea prin cercuri ale căror diametre sînt proporționale cu media aritmetică a conținutului. Astfel, pentru TiO_2 avem la Călățea M = 2,52, la Remeți M = 2,27, iar la Dobrești M = 2,51; pentru ZrO_2 la Călățea M = 0,0088 · 10, la Remeți M = 0,034 · 10, la Dobrești M = 0,062 · 10.

Rezultatele expuse în tabelul nr. 1 reprezintă valori cuprinse între 0,21 și 4,20% pentru TiO_2 și între 0 și 0,125% pentru ZrO_2 și sînt redate în figurile 4 și 5, unde se evidențiază clar maximele între 2—4% la TiO_2 și 0—0,02 și 0,08—0,12% pentru ZrO_2. Curba de maximă frecvență este aproape simetrică la TiO_2 și foarte asimetrică la ZrO_2. Aceste curbe de frecvență exprimă faptul că concentrațiile valorilor sus menționate variază ca poziție, se situează între alte limite numerice, dar nu prezintă nici accidental cazuri extreme.

Diagrama din figura 6 pune în evidență variația activității rocilor în raport cu conținutul lor în zircon. Oscilațiile celor două curbe (activitate și ZrO_2%) sînt aproape identice, afară de cîteva excepții, ceea ce indică o interdependență între activitatea rocilor și ZrO_2%. La unele probe de

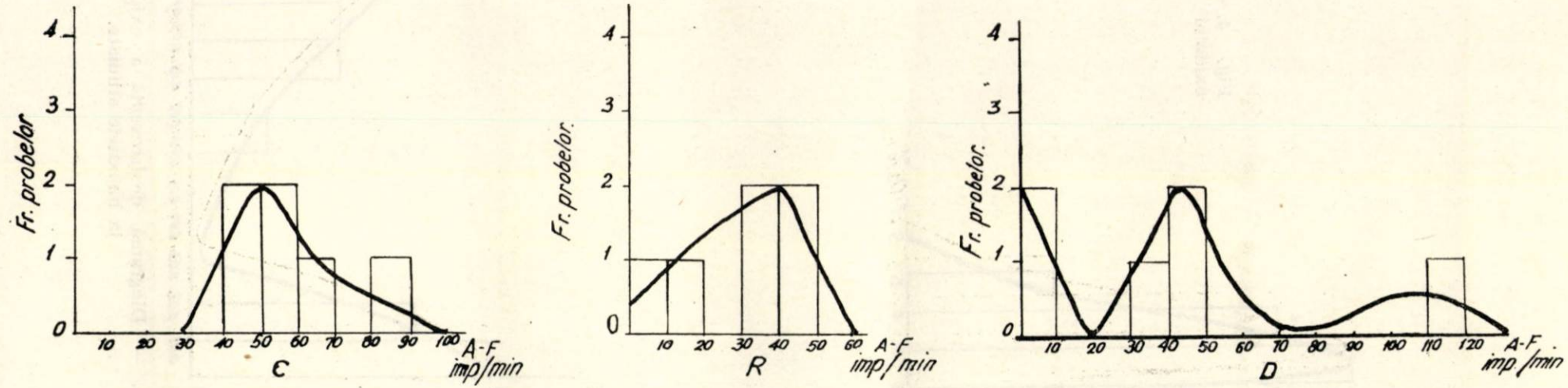


Fig. 3.— Diagramă de frecvență a radioactivității (A-F imp/min) la bauxitele din cele trei localități: C = Călățea, R = Remeți, D = Dobrești.

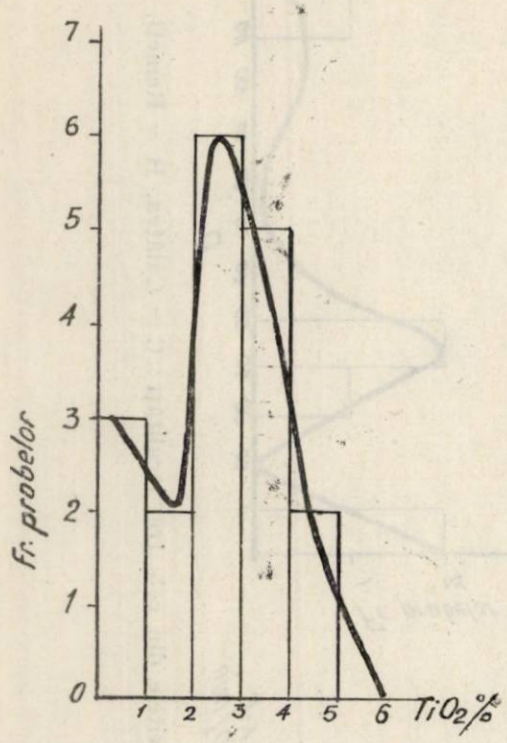


Fig. 4. — Diagramă de frecvenţă a oxidului de titan (%) la bauxitele studiate.

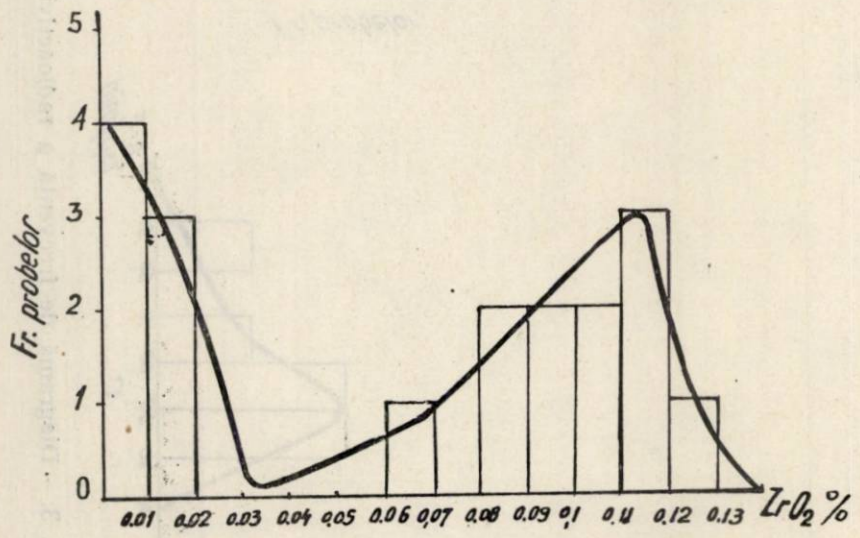


Fig. 5. — Diagramă de frecvenţă a oxidului de zircon (%) la bauxitele studiate.

la Remeți (6 și 8), oscilația se prezintă însă în fază opusă, ceea ce ne arată că activitatea nu întotdeauna este legată exclusiv de zircon. Reprezentînd în continuare activitatea în raport cu conținutul în TiO_2 (%) (fig. 7.), se observă de asemenea o dispunere aproape paralelă a curbelor la toate

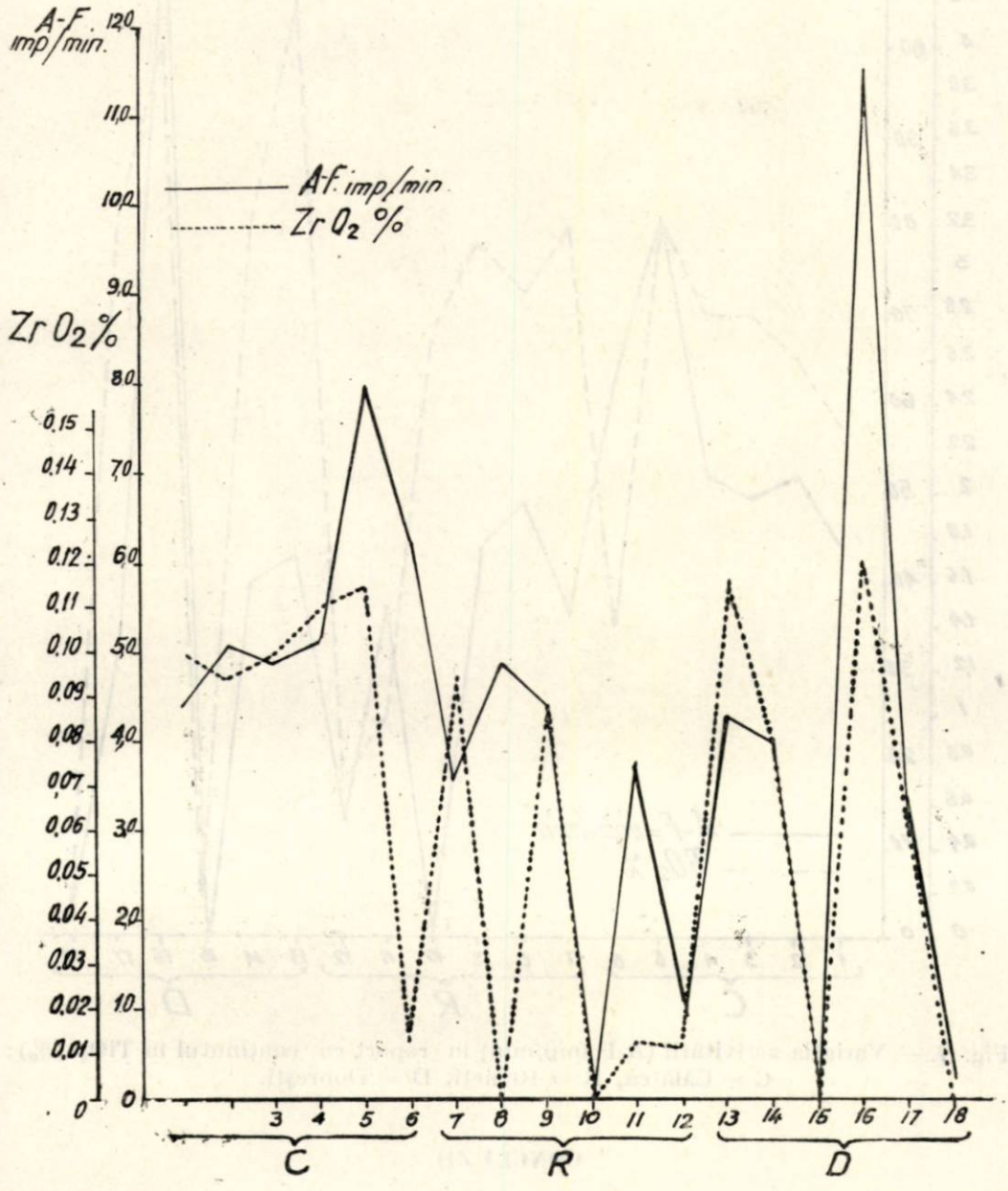


Fig. 6. — Variația activității (A-F imp/min) în raport cu conținutul în ZrO_2 (%): C = Călățea, R = Remeți, D = Dobrești.

probele, ceea ce pledează pentru interdependența radioactivității și a combinațiilor de titan.

Din reprezentarea grafică a mediilor aritmetice ale radioactivității celor trei ocurențe de bauxită (fig. 8) în raport cu media aritmetică a conținuturilor în ZrO_2(%) și TiO_2 (%), se remarcă un paralelism, fapt ce pledează în favoarea constatărilor de mai sus.

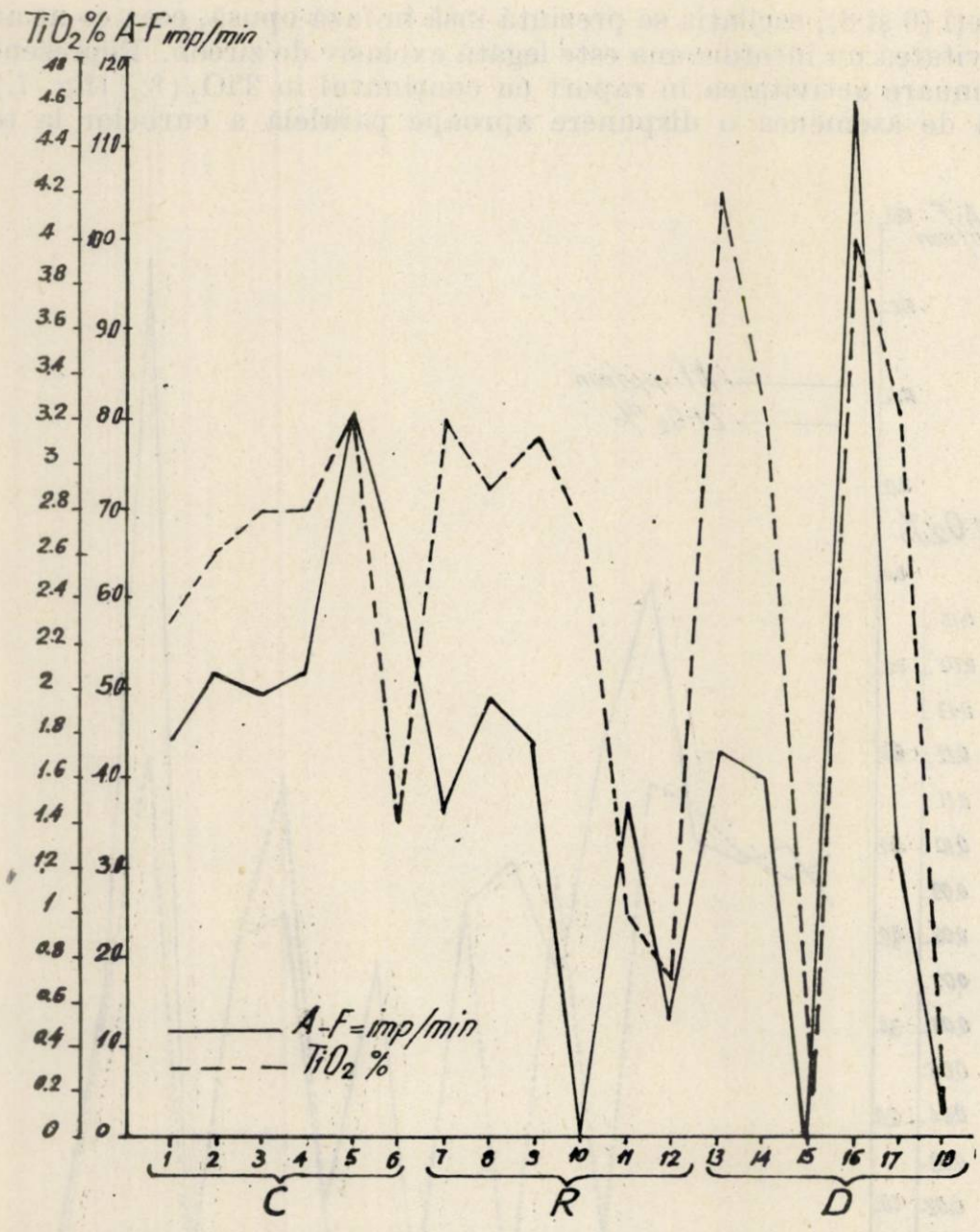


Fig. 7. — Variaţia activităţii (A-F imp/min) în raport cu conţinutul în TiO_2 (%); C = Călăţea, R = Remeţi, D = Dobreşti.

CONCLUZII

Datele prezentate au un caracter orientativ preliminar, fără a pretinde stabilirea unor legi mai generale. Folosind metoda radiometrică, întregită şi cu alte date de analize radiochimice, vor putea fi rezolvate în viitor unele probleme de geochimie ale elementelor radioactive din bauxite.

Pe baza măsurătorilor de pînă acum s-a stabilit următoarele:

— radioactivitatea globală a bauxitelor studiate variază, în general, între limitele restrînse (A—F imp/min = 0—115,9), prezentînd o scădere a activităţii la bauxitele de la Remeţi;

— s-a constatat o interdependență între activitatea globală și conținutul în ZrO_2 (%).

— de asemenea s-a putut constata un paralelism și între activitatea probelor și conținutul în TiO_2 (%). Există cîteva excepții la care conținutul

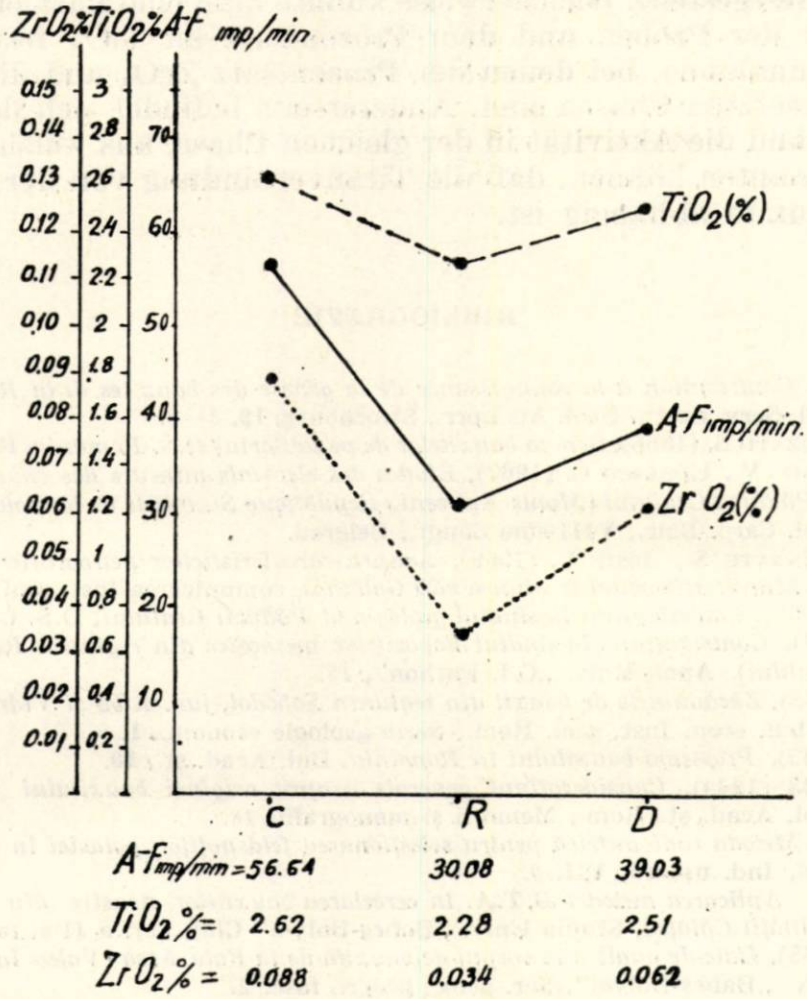


Fig. 8. — Variația mediilor aritmetice ale activității (A-F imp/min) bauxitelor, în funcție de mediile aritmetice ale TiO_2 (%) și ZrO_2 (%); C=Călățea, R = Remeți, D=Dobrești.

în ZrO_2 (%) și activitate sînt în faze opuse, conținutul în TiO_2 (%) și activitate găsindu-se însă în aceeași fază, fapt pentru care putem afirma că și TiO_2 (%) prezintă o interdependență cu activitatea.

BEITRÄGE ZUM STUDIUM DER RADIOAKTIVITÄT EINIGER BAUXITKÖRPER AUS DEM APUSENI GEBIRGE

ZUSAMMENFASSUNG

Die Messung der Radioaktivität der Bauxite wurde mit einem GM-Zählrohr für β-und α-Strahlen (Typ V.A.Z.) durchgeführt. Die angeführten Daten haben einen richtungsweisenden Charakter, ohne den Anspruch zu erheben, allgemeine Gesetze aufzustellen.

Die Gesamtradioaktivität der untersuchten Bauxite schwankt allgemein in engen Grenzen ($A-F = 0-115{,}9$ imp/min) während bei den Bauxiten vom Remeţi eine Abnahme stattfindet.

Es wurde ein Zusammenhang der Gesamtaktivität und dem Prozentsatz an ZrO_2 festgestellt. Gleicherweise konnte man eine Paralelle zwischen der Aktivität der Proben und dem Prozentsatz an TiO_2 feststellen. Es gibt einige Annahmen, bei denen der Prozentsatz ZrO_2 und die Aktivität in entgegengesetzten Phasen sind. Andererseits befindet sich der Prozentsatz an TiO_2 und die Aktivität in der gleichen Phase, aus welchem Grunde wir auch behaupten können, daß die Titanverbindung von der Radioaktivität der Bauxite abhängig ist.

BIBLIOGRAFIE

Lucca V. (1966), *Contribution á la connaissance de la genese des bauxites de la R.S. Roumanie*, Bull. Serv. Carth. Geol. Als Lorr., Strasbourg, **19**, *3—4*.

Papiu V. C., Mînzatu S. (1966), *Geneza bauxitelor de pe teritoriul R.S. România*, Rev. minelor, *5*.

Papiu V. C., Iosif V., Udrescu C. (1967), *Études des elements mineurs des bauxites du massif de Pădurea Craiului (Monts Apuseni, Republique Socialiste de la Roumanie)*, Assoc. Geol. Carp.-Balc., VIII-eme Congr., Belgrad.

Papiu V. C., Mînzatu S., Iosif V. (1969), *Asupra caracteristicilor petrografice ale bauxitelor din Munţii Bihorului (regiunea văii Galbina)*, comunicarea Inst. geol., **24**.

Patrulius D. (1953), *Contribuţiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului*, D.S. Com. geol., **XL**.

Pauliuc S. (1957), *Contribuţiuni la studiul depozitelor mezozoice din regiunea Remeţi (Pădurea Craiului)*, Anal. Univ. „C.I. Parhon", *12*.

Protescu O. (1938), *Zăcămintele de bauxit din regiunea Sohodol, jud. Alba şi Vidra, jud. Turda*, St. teh. econ. Inst. geol. Rom., Seria geologie econom., **1**.

— (1942), *Problema bauxitului în România*, Bul. Acad. şt., **10**.

— (1943—1944), *Consideraţiuni generale asupra originei bauxitului din România*, Publ. Acad. şt. Rom., Memorii şi monografii, *18*.

Szabó A. (1969), *Metoda radiometrică pentru selecţionarea feldspaţilor potasici în industria ceramică*, Ind. uşoară, **VII**, *9*.

Treiber I. (1960), *Aplicarea metodei D.T.A. în cercetarea bauxitelor noastre din împrejurimile localităţii Călăţea*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai" Cluj, Ser. a II-a, fasc. 1.

— (1965), *Date de analiză la corpul de bauxită de la Faţa Arsă (Valea Iadului)*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", Ser. geol., geogr., fasc. 2.

Treiber I., Szabó A., Bedelean I., Cordiş V. (1970), *Contribuţii la studiul radioactivităţii rocilor mezozoice din Pădurea Craiului, Munţii Apuseni*, Studia Univ. Babeş-Bolyai", Cluj, Ser. geologie, fasc. 1.

Zamfirescu E. E. (1931), *Contribuţiuni la studiul bauxitelor din România*, Inst. geol. Rom., St. teh. econ., **XIII**, *10*.

Primit în redacţie la 7 iulie 1970

Universitatea „Babeş-Bolyai", Cluj

REZULTATUL CERCETĂRILOR ASUPRA UNOR RESTURI DE TRUNCHIURI DIN TERȚIARUL ROMÂNIEI

DE

J. PETRESCU, O. DRAGASTAN

55 (05)

Lucrarea de față are menirea să prezinte cîteva noutăți paleobotanice, care reies pe baza studiilor anatomice pe care le-am făcut asupra unor resturi de lemne fosile, colectate din mai multe localități de pe cuprinsul țării noastre.

Menționăm că toate eșantioanele cercetate se găsesc în colecția paleontologică a Universității din Cluj.

Urmează, potrivit ordinii sistematice, rezultatul determinărilor pe care le-am întreprins.

Sequoioxylon gypsaceum (Goepp.) Greguss

(pl. I, fig. 1—4)

Resturi de trunchiuri aparținînd coniferului în discuție s-au păstrat de multe ori în formațiunile terțiare din Europa. Noi am identificat această specie pe baza unui fragment de lemn silicifiat-carbonificat, care provine din oligocenul de la Suslănești.

Secțiunea transversală

Lemnul timpuriu se diferențiază bine de cel tîrziu, astfel că inelele anuale apar bine individualizate. Traheidele, întotdeauna poligonale, se dispun, de obicei, în 3—4—6(12—14) rînduri, fiind despărțite de razele medulare uniseriate.

Se constată cu ușurință lipsa canalelor rezinifere. Sînt prezente, însă, celulele de parenchim, a căror rășină, în cîmpul microscopului, apare brunînchisă.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 1, p. 265—269, București, 1971

Secţiunea tangenţială

Razele medulare sînt uniseriate şi numai la nivelul unei celule sau două apar biserieri. Celulele au o formă dreptunghiulară, cu excepţia celor marginale, care sînt alungite (isoscelice). Înălţimea razelor medulare este foarte variabilă — de 2—4—8—16—22 celule.

Pereţii transversali ai parenchimului rezinifer sînt întotdeauna netezi. În celulele de parenchim s-a conservat o mare cantitate de răşină care, aici, apare mult mai evidentă ca în secţiunea transversală.

Secţiunea radială

În cîmpul de încrucişare al razelor medulare apar punctuaţii de tip „taxodioid". În lemnul iniţial sînt 2(4) punctuaţii, pe cînd în cel final doar o punctuaţie. Axa mare a punctuaţiilor este de 9—13μ, iar cea mică de 6—9μ. Pereţii orizontali şi tangenţiali ai razelor sînt netezi.

Pe pereţii radiali se disting bine punctuaţii areolate, dispuse pe 1—2 rînduri, diametrul lor fiind de 18—24μ.

Coniferul actual nord-american *Sequoia sempervirens* (Lamb.) Endl. este considerat intim apropiat cu *Sequoioxylon gypsaceum.*

S. gypsaceum (= *Taxodioxylon gypsaceum* (Goepp.) Kräusel = *T. sequoianum* (Merkl.) Gothan) este reîntîlnit în tot terţiarul din aproape toată Europa. La noi în ţară specia în discuţie s-a mai descris din oligocenul bazinului văii Almaşului şi miocenul împrejurimilor oraşului Brad (J. Petrescu, 1967 şi 1969) [1]

Piceoxylon sp.

(pl. II, fig. 1—4)

Fragmentul de trunchi încadrat aici provine din cariera fabricii de cărămidă a oraşului Cluj (cartierul Iris). Ca vîrstă, argilele în care a fost găsit lemnul carbonificat pe care-l prezentăm în cele ce urmează aparţin tortonianului.

Secţiunea transversală

Inelele anuale sînt bine individualizate. Traheidele, dispuse în şiruri de grosimi diferite (2—12 rînduri), sînt despărţite de raze medulare uni- sau biseriate (din loc în loc se realizează multiserieri).

Sînt prezente şi bine vizibile canalele rezinifere, care au o dispunere variată pe cuprinsul inelului anual.

[1] J. Petrescu (1969) *Flora oligocenă din bazinul văii Almaşului-NV României*, autoreferat la teza de doctorat, Facultatea de geologie-geografie, Universitatea Bucureşti.

Secțiunea tangențială

Razele medulare au înălțimi foarte diferite : 3—4—7—12—21—28 de celule. Se poate urmări bine alcătuirea canalelor rezinifere pe care le-am remarcat în secțiunea transversală.

Pe pereții tangențiali ai traheidelor se disting îngroșări spiralate.

Secțiunea radială

În cîmpul de încrucișare al razelor medulare apar punctuații de tip piceoid, cu diametrul mare de 4,5μ, iar cel mic de 3,3μ. În spațiile de încrucișare se disting 2—3 (4) punctuații.

Reținem prezența traheidelor orizontale, care s-au păstrat bine pe materialul studiat.

Punctuațiile areolate de pe pereții radiali ai traheidelor au în medie 20μ diametru.

Genul *Piceoxylon* a fost identificat, pînă în prezent, din mai multe aflorimente aparținînd neogenului din Polonia, U.R.S.S., America de Nord. Cît privește România, aceasta este prima semnalare a genului *Piceoxylon* în flora fosilă.

Ulmoxylon cf. Ulmus americana L.

(pl. III, fig. 1—4)

Lemnul pe care-l analizăm aici a fost găsit în terasa întîia a Someșului, în cartierul „Între ape" al orașului Cluj, fiind adus, cu ani în urmă, profesorului I. Al. Maxim.

Secțiunea transversală

Inelele anuale sînt foarte distincte, trecerea de la lemnul timpuriu la cel tîrziu făcîndu-se brusc.

Lemnul timpuriu are vasele largi, cu diametrul tangențial cuprins între 90—225μ (în medie 150μ). Vasele sînt solitare, excepțional grupate cîte două ; în secțiune tangențială apar ovale, circulare sau eliptice. Vasele mari din lemnul timpuriu sînt dispuse în două șiruri (excepțional în 1 sau 3).

În lemnul tîrziu vasele sînt grupate în cuiburi, iar diametrul lor tangențial variază între 15 și 60μ, dar cel mai adesea au 30μ. Sînt poligonale sau cu colțurile rotunjite.

Predomină net razele lemnoase poliseriate.

Secţiunea tangenţială

Razele lemnoase poliseriate sînt de tip omogen. Elementele de vase au lungimi foarte diferite, între 150 şi 480μ. Pereţii tangenţiali ai vaselor prezintă punctuaţii simple, ovale (în medie de 9μ).

Secţiunea radială

Se constată clar omogenitatea razelor medulare şi punctuaţiile remarcate şi în secţiunea tangenţială. Menţionăm că apar atît punctuaţii simple, sub formă de butonieră, cît şi de formă ovală sau areolate.

Lemnul fosil pe are l-am descris, mai ales prin modul de dispunere al vaselor în inelul anual, indică afinităţi indubitabile cu specia actuală *Ulmus americana*. Dintre speciile fosile, ca termen de comparaţie mai apropiat, luăm pe *Ulmoxylon baileyana* Prakash et Barghoorn, dar acesta din urmă are o altă dispunere a vaselor în cuprinsul inelelor de creştere; diferă, de asemenea, şi dimensiunile vaselor (atît cele din lemnul timpuriu, cît şi din cel tîrziu).

Genul *Ulmoxylon* este citat din mai multe aflorimente fosile din Italia, Ungaria, Uniunea Sovietică, Japonia şi S.U.A. Semnalarea de faţă este prima care face cunoscut genul *Ulmoxylon* în paleoflora României.

RÉSULTATS DES RECHERCHES EFFECTUÉES SUR DES FRAGMENTS DE TRONCS FOSSILES DU NÉOZOÏQUE DE ROUMANIE

RÉSUMÉ

Les auteurs présentent le résultat de leurs recherches anatomiques faites sur trois fragments de troncs fossiles, du Néozoïque de Roumanie. Dans ce sens, ils ont identifié : *Sequoioxylon gypsaceum* (Goepp.) Greguss — de l'Oligocène de Suslănești, *Piceoxylon sp.* — du Tortonien de Cluj et *Ulmoxylon cf. Ulmus americana L.* — de la terrasse quaternaire du Someş, dans la zone de la ville de Cluj. Si *Sequoioxylon gypsaceum* fut déjà connu antérieurement d'autres affleurements de Roumanie, en échange les genres *Piceoxylon* et *Ulmoxylon* constituent des nouveautés pour la paléoflore de notre pays.

BIBLIOGRAFIE

CHARIER G. (1953), *I legni silicizzati del Neogene Piemontese*, Riv. Ital. Paleontolog. e Stratigrafia, LIX, *1*.

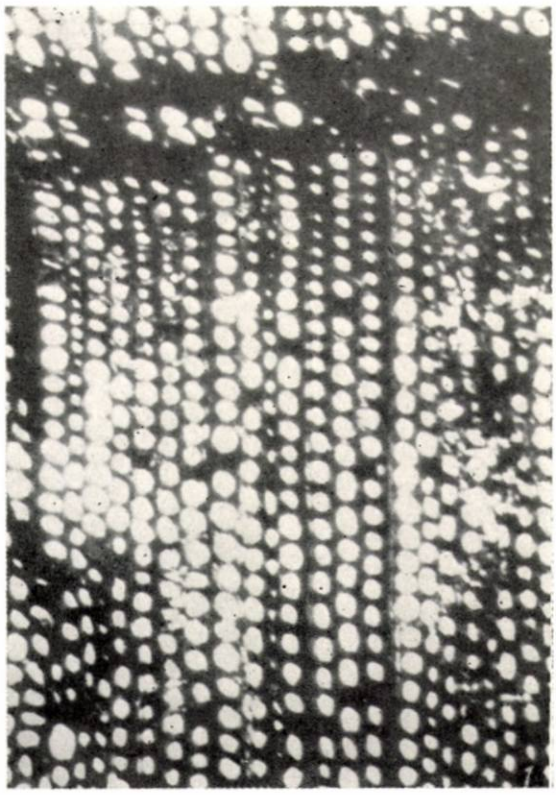
GREGUSS P. (1959), *Holzanatomie der europäischen Laubhölzer und Straucher*, Akad. Kiado, Budapesta.

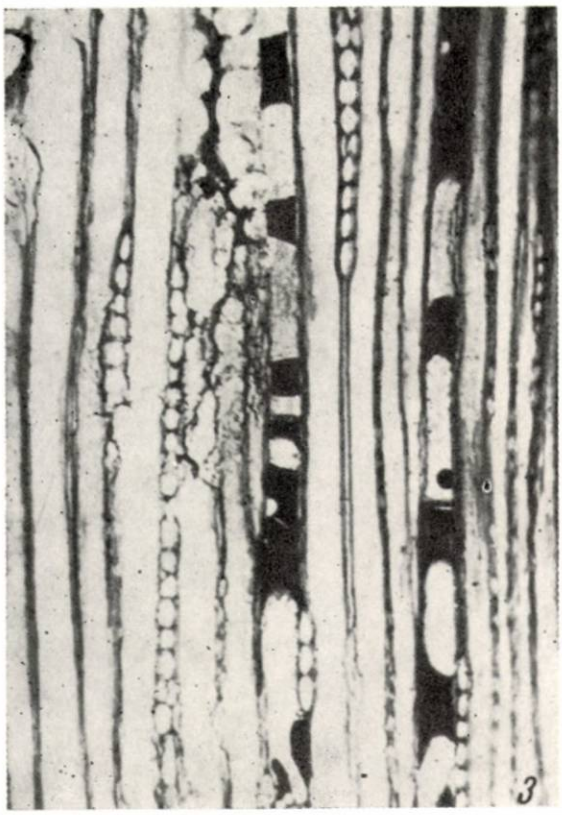
— (1967), *Fossil Gymnosperm woods in Hungary from the Permian to the Pliocene*, Akad. Kiodo, Budapesta.

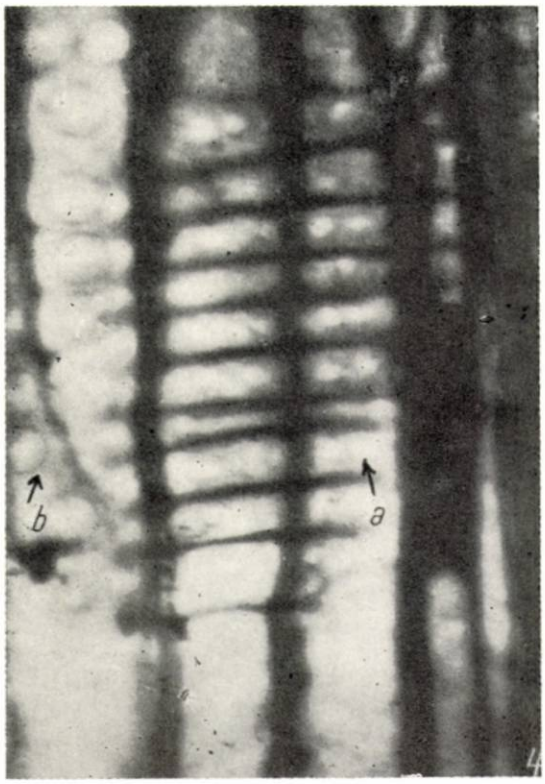
FILIPOVICI J. (1964), *Studiul lemnului*, Edit. didactică și pedagogică, București.
KRÄUSEL R. (1919), *Die Pflanzen des schlesischen Tertiärs*, Jahrb. d. König. Preuss. Geolog. Landes. zu Berlin, **XXXVIII**, *1/2*.
PETRESCU J. (1967), *Cîteva date paleobotanice asupra oligocenului superior din NV Transilvaniei*, Buletin geologic, *4*.
PRAKASH U., BARGHOORN, E. (1961), *Miocene fossil woods from the Columbia Basalt of Central Washington*, Journ. Arnold Arb., **I ,II**, *42, 2, 3*.
SELMEIER A. (1968), *Fossile Holzreste am Bayern, Bericht des Naturwiss.*, Vereins Landshut, *25*.

Primit în redacție la 7 ianuarie 1970

Universitatea „Babeș-Bolyai" Cluj
și
Universitatea București



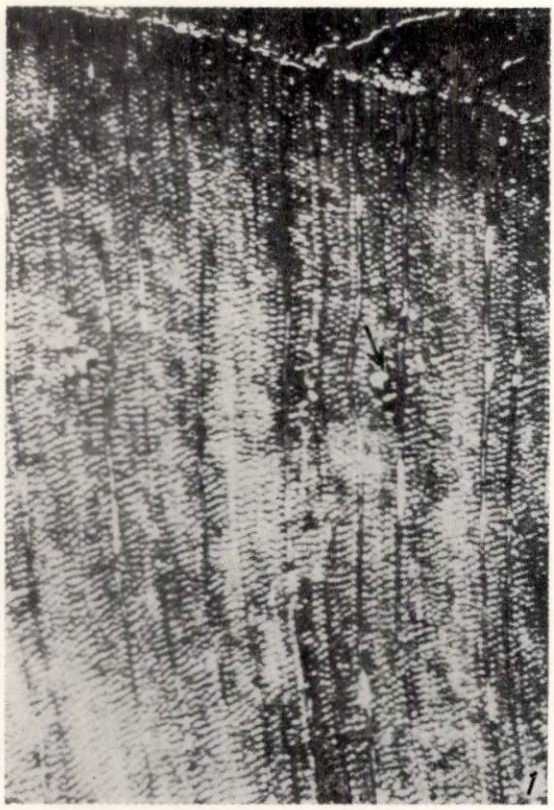


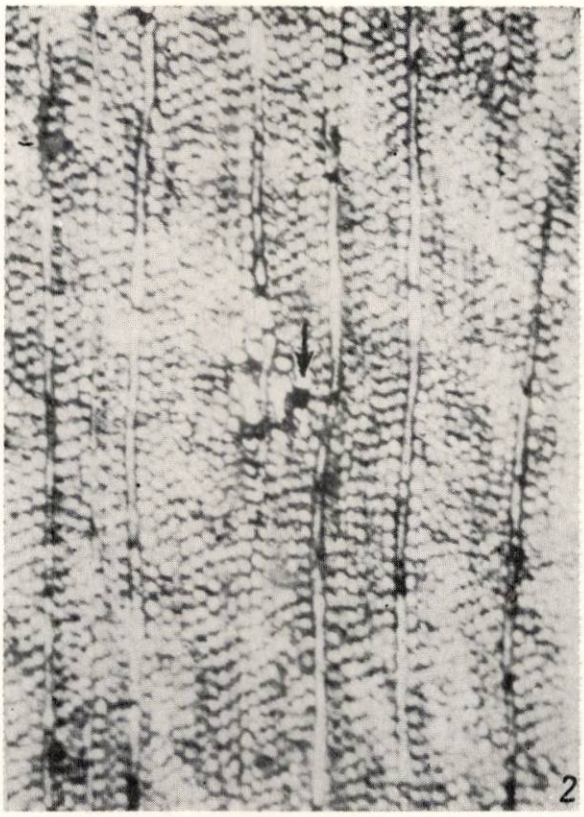


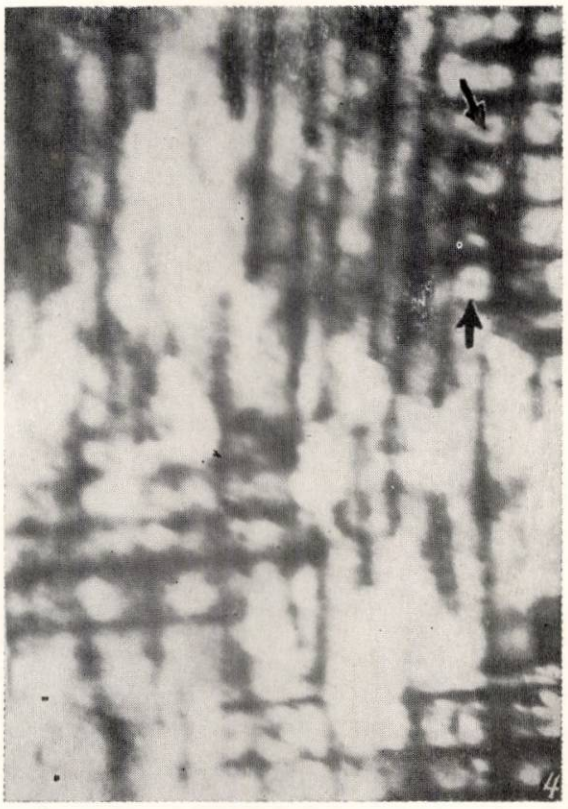
Sequoioxylon gypsaceum (Goeppert) Greguss.

Fig. 1. — Secțiune transversală, ×70. Fig. 2. — Secțiune tangențială, × 70. Fig. 3. — Secțiune tangențială, × 125. Fig. 4. — Secțiune radială, × 250.

Exemplarele sînt depuse în Colecția de paleontologie a Universității „Babeș-Bolyai", Cluj.



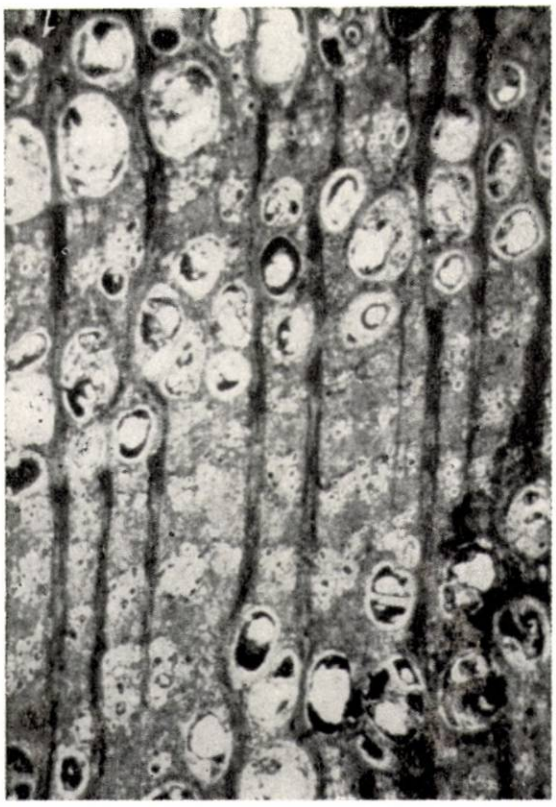


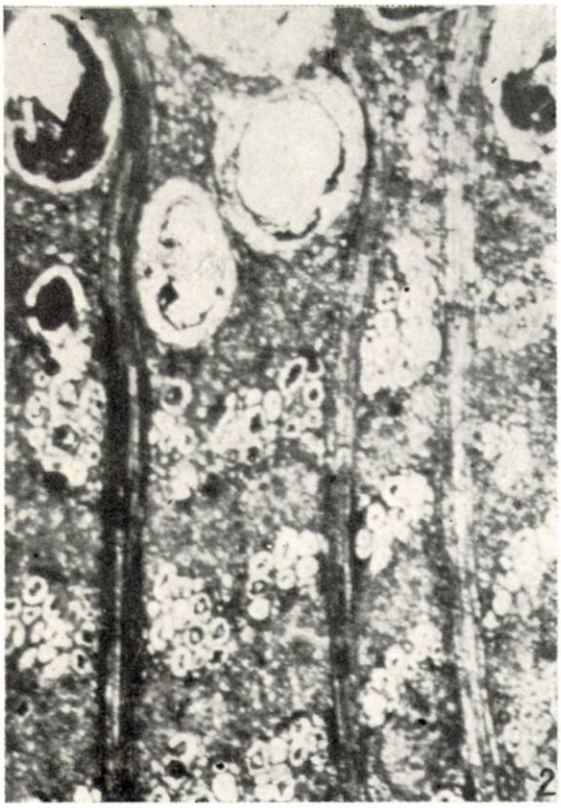


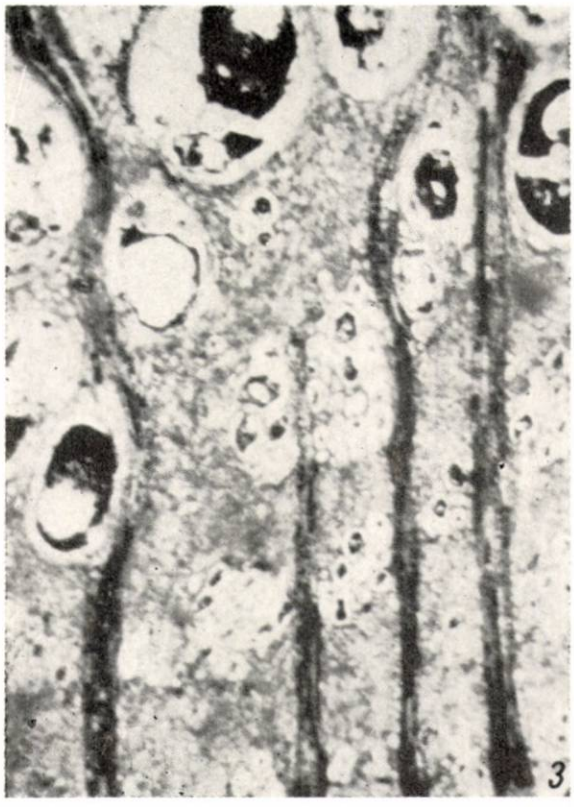
Piceoxylon sp.

Fig. 1. — Secțiune transversală, × 35. Fig. 2. — Secțiune tangențială (săgeata indică canalul rezinifer), × 70. Fig. 3. — Secțiune tangențială, × 125. Fig. 4. — Secțiune radială (săgețile indică punctuațiile de tip piceoid) × 250.

Exemplarele sînt depuse în Colecția de paleontologie a Universității „Babeș-Bolyai", Cluj.







Ulmoxylon cf. *Ulmus americana* L.

Fig. 1. — Secțiune transversală, × 35. Fig. 2—3. — Secțiune transversală, × 70. Fig. 4. — Secțiune tangențială, × 125.

Exemplarele sînt depuse în Colecția de paleontologie a Universității „Babeș-Bolyai", Cluj.

PROCESELE DE FELDSPATIZARE ÎNTÎLNITE ÎN ZONELE MINERALIZATE CU SULFURI POLIMETALICE DIN MUNȚII BIHOR

DE

OLGA IONESCU, I. BERBELEAC

55 (05)

Fenomenele metalogenetice asociate orogenezei laramice din partea centrală şi sudică a Munţilor Bihor (Luncşoara — Brusturi — Gruiul Dumii) au condus la importante transformări hidrometamorfice ale formaţiunilor cristaline, eruptive sau sedimentare.

Manifestate cu precădere de-a lungul fracturilor care compartimentează regiunea pe direcţia NV—SE [1], fenomenele de mineralizare au fost însoţite de substituţii şi depuneri de minerale de neoformaţiune, concretizate prin formarea unor aureole de alterare în jurul filoanelor şi zonelor cu concentraţii metalifere. Au putut fi puse în evidenţă patru etape de transformare, caracterizate prin următoarele asociaţii de minerale: 1. ortoză — antipertit — pertit — albit; 2. actinot — epidot — clorit; 3. sericit — cuarţ — carbonat; 4. minerale argiloase. Paragenezele stabilite corespund principalelor etape de evoluţie şi diferenţiere a soluţiilor postmagmatice în asociaţia intruziunilor banatitice. Granite, granodiorite şi diorite, aparţinînd magmatismului subsecvent laramic, sînt cunoscute în regiune, în bazinul Arieşului Mic (C. Ionescu, 1962 şi 1969) [2] şi în zona Luncşoara — Sîrbi — Obîrşia (R. Jude şi A. Ştefan, 1967). În bazinele văilor Leuca, Dedeş, Dolii, Rîul Mare, unde aceste intruziuni lipsesc, se semnalează prezenţa unui grup de diferenţiate reprezentate prin filoane riolitice, dacitice, andezitice şi lamprofirice.

---

[1] Olga Ionescu, I. Berbeleac (1965), *Raport geologic asupra prospecţiunilor de minereuri neferoase în zona Gurahonţ — M. Găina*, Arh. M.M.P.G.

I. Berbeleac (1966), *Raport geologic privind perimetrul pentru minereuri neferoase în Munţii Apuseni (V. Dedeş — Bisericuţa)*, Arh. M.M.P.G.

[2] C. Ionescu (1969), *Studiul geologic şi mineralogic al regiunii Biharia*, teză de doctorat.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 1, p. 271—273, Bucureşti, 1971

Dintre cele patru stadii de transformare stabilite ne vom ocupa de prima asociație, care ni se pare mai puțin comună și mai interesantă.

Soluții potasice de temperatură ridicată au difuzat pe fisurile și suprafețele de șistuozitate sau stratificație ale rocilor din vecinătatea fracturilor mineralizate, generînd filonașe și fisuri neregulate cu ortoză de neoformațiune. Cînd circulațiile afectează șisturi albitice sau șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit au loc, alături de depuneri de feldspat potasic, substituții parțiale ale albitului cu formare de cristale antipertitice. Paralel cu consumarea potasiului din soluții se produce o ușoară îmbogățire în sodiu, care determină albitizarea ortozei depuse (pertitizare) sau formarea de cristale idiomorfe de albit. Astfel, umplutura fisurilor și filonașelor feldspatice poate apare constituită din : ortoză, antipertit, pertit și albit.

Fisurile și filonașele feldspatice sînt specifice zonelor periferice fracturilor mineralizate ; în imediata apropiere a acestora, rocile pot apare afectate în totalitate.

În zona zăcămîntului Gruiul Dumii (galeriile XIV, XVI, Noroc Bun), la obîrșiile văilor Dedeș și Arieșul Mic, unde frecvența fracturilor mineralizate este deosebită, feldspatizările se dezvoltă pe distanțe de zeci de metri. Feldspatizări de intensitate asemănătoare au fost observate în bazinele văilor Leuca (pîrîul Șipot, Valea Vacii), Dolea (zăcămîntul Dolea, pîrîul Plămînilor, Dealul Răchiții), Rîul Mare (pîrîul Divaia, pîrîul Runcului), Rîul Mic.

Subliniem legătura dintre fenomenele de feldspatizare din vecinătatea fracturilor mineralizate și altitudine ; la nivele superioare feldspatizările sînt slabe sau lipsesc, întîlnindu-se cu precădere în zonele mai profunde.

Sub microscop, ortoza apare în agregate microgranulare de indivizi hipidiomorfi, rar idiomorfi (0,05—1 mm), cu suprafețe tulbure caracteristice (fig. 4). Ortozei i se asociază frecvent cristale antipertitice rezultate din înlocuirea incompletă a feldspatului albitic al rocii cristaline. Antipertitele păstrează uneori incluziunile primare de cuarț ale albitului inițial. La periferia cristalelor de ortoză se observă adesea dezamestecuri pertitice. Cristale independente, idiomorfe și hipidiomorfe de albit, cu macle caracteristice, pot apare asociate aglomerărilor de ortoză. Fisuri cu minerale de neoformațiune ale stadiilor de transformare ulterioară străbat zonele feldspatizate (fig. 3).

În zăcămîntul Gruiul Dumii, Dolea și în vecinătatea fracturilor din bazinul văii Leuca (pîrîul Șipot) ortoza se asociază mineralizațiilor slabe cu molibdenit, oligist, pirită, blendă, galenă, formate concomitent. Procesul de feldspatizare se situează astfel la limita dintre faza pneumatolitică și cea hidrotermală. Formării ortozei îi urmează faza principală de mineralizare hidrotermală polimetalică, însoțită de mineralele de gangă corespunzătoare (actinot, epidot, clorit, sericit, cuarț, carbonat, minerale argiloase) și care se pot suprapune zonelor feldspatizate.

Transformările cu aport de potasiu semnalate contrastează cu fenomenele de albitizare descrise de D. Giușcă (1937).

LES PROCESSES DE FELDSPATHISATION RENCONTRÉS DANS LES ZONES MINÉRALISÉES À SULFURES POLYMÉTALLIQUES DES MONTS DU BIHOR

RÉSUMÉ

L'étude présente un aspect particulier d'altération des roches cristallophylliennes sous l'influence des solutions minéralisantes banatitiques.

Les auteurs étudient les phénomènes de feldspathisation (orthose, antipertite, pertite) rencontrés dans la proximité des gisements polymétalliques et des failles minéralisées, dans la zone cristalline des monts du Bihor.

BIBLIOGRAFIE

GIUȘCĂ D. (1937), *Les phénomènes de métamorphisme hydrotermal des roches paléozoïques de monts du Bihor*, Bul. Lab. min. gen. Univ. București.

GIUȘCĂ D., CIOFLICĂ G., SAVU H. (1966), *Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice*, An. Com. Geol., **XXXV**.

HUBARD F. (1965), *Antiperthite and mantled feldspar textures in charnockite (endulite) from Nigeria*, Amer. Min., **50**, 1965.

IONESCU C. (1962), *Cercetări geologice și petrografice în cristalinul M-ților Bihor (Biharia)*, An. Com. Geol., **XXXII**.

IUDE R., ȘTEFAN A. (1967), *Contribuții la studiul petrografic al banatitelor din partea de sud a M-ților Bihor (Munții Apuseni)*, D.S. Com. Geol., **LIII**.

Primit în redacție la 7 octombrie 1970

Întreprinderea geologică de prospecțiuni a Ministerului Minelor, Petrolului și Geologiei

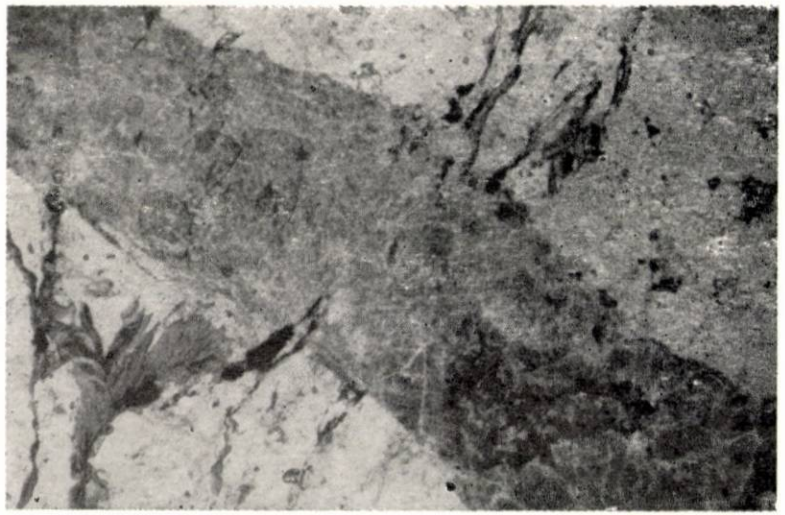


Fig. 1. — Fisură cu feldspat ortoclaz în șist albitic.
N ||; ob. 6,3 × 0,16.

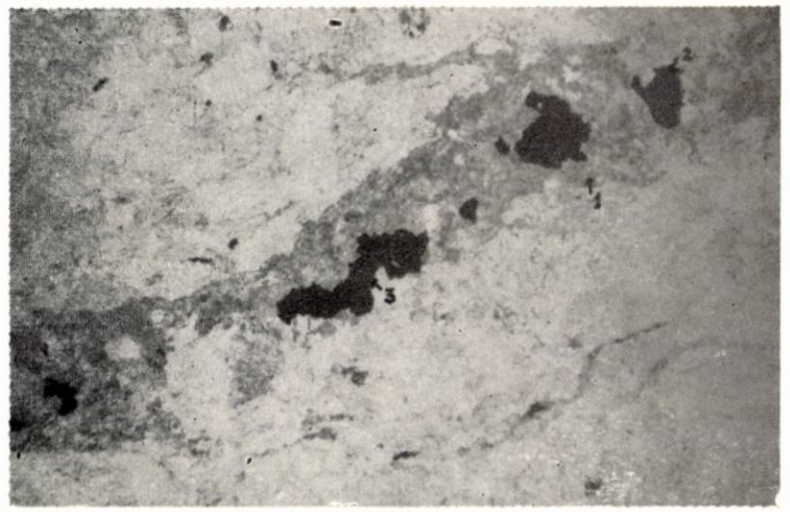


Fig. 2. — Fisură cu ortoză, pirită și blendă în șist albitic.
1, Ortoză; *2*, pirită; *3*, blendă.
N ||; ob. 4 × 0,11.

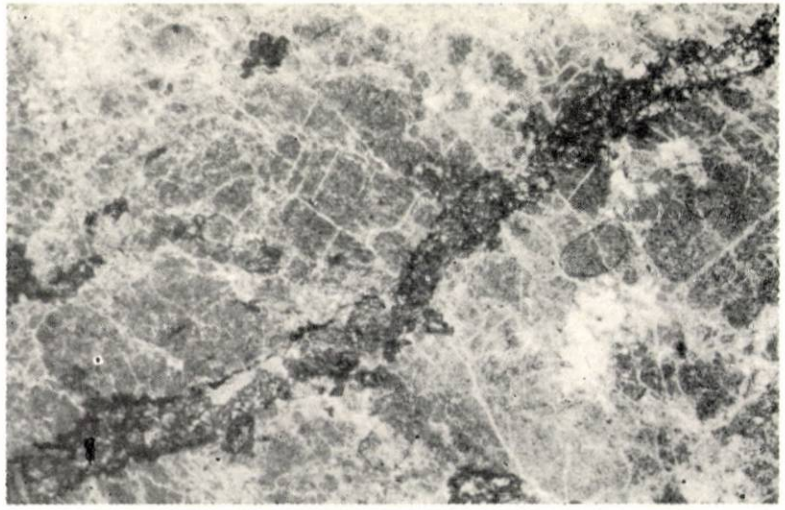


Fig. 3. — Fisură cu epidot în ortoză.
N ||; ob. 4 × 0,11.

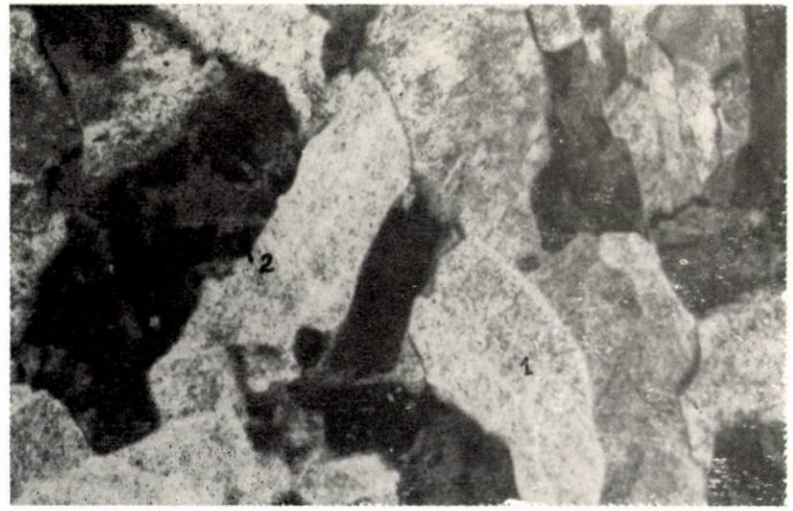


Fig. 4. — Agregate de ortoză și albit.
1, Ortoză; *2*, albit.
N +; ob. 16 × 0,32.

FELDSPAȚII POTASICI DIN ROCILE GRANITOIDE ALE MASIVULUI OGRADENA*

DE

NICOLAE ANASTASIU

55 (0 5

Plutonul de la Ogradena, localizat în marginea estică a cristalinului danubian și în imediata vecinătate a formațiunilor cristalofiliene din pînza getică (Banatul de sud-est), este format din granite și granodiorite ce includ șisturi cristaline concordante cu tectonica generală a regiunii. Caracterul eterogen al masivului este dat de răspîndirea neuniformă a rocilor masive și gnaisice și de apariția locală a celor aplitice sau pegmatite (Marcela Codarcea-Dessila și Al. Codarcea, 1968; Al. Codarcea și L. Pavelescu, 1963; I. Bercia, 1956—1957[1]; Lidia Bîrlea și V. Bîrlea, 1964)[2].

Feldspații potasici din rocile masivului constituie un bun material de studiu pentru explicarea proceselor petrogenetice și, în acest scop, au fost examinate 250 de cristale (50 de secțiuni subțiri) cu ajutorul M.U.F. Parțial au fost determinați indicii de refracție și s-au făcut teste cu raze X pentru caracterizarea stării structurale.

Feldspații potasici participă în granitoidele masivului Ogradena în proporție de 15—30% volum. Această variație contrastează cu limitele de participare relativ constante ale plagioclazului (fig. 1).

Forma anhedrală a cristalelor (cu dimensiuni între 1—1,5 și 6—7 mm) constituie o regulă și îmbracă aspecte particulare în leucogranitoidele masive sau granitoidele gnaisice.

---

* Susținută în sesiunea de comunicări științifice a Universității București, din 7—10 iunie 1970.

[1] I. Bercia (1956—1957), *Raport asupra părții de SE a cristalinului autohton (Banatul de sud)*, Arh. M.M.P.G.

[2] Lidia Bîrlea, V. Bîrlea (1964), *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru metale rare în masivele granitoide de Ogradena-Cherbelezu-Sfîrdinu și zonele cristaline învecinate*, Arh. M.M.P.G.

În primul tip petrografic sînt caracteristice :

— fenoblaste incluzînd cuarț și plagioclaz cu orientare optică comună sau diferită (pl. I, fig. 1). Uneori, în aceste fenoblaste se schițează o zonare dată de pigmentul caolinos-epidotic (?) și care în mod obișnuit este proprie plagiocazului ; alteori, și aceste cazuri sînt mai rare, zonarea se manifestă prin poziții de extincție diferită ;

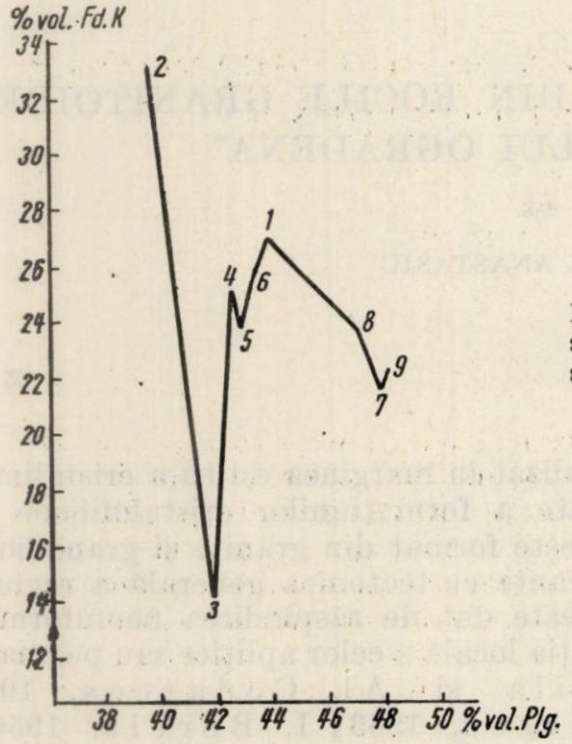


Fig. 1. — Variația procentuală a feldspatului potasic în raport cu aceea a feldspatului plagioclaz în [illegible] de a Ogracena.

— plaje cu creștere orientată (caracter epitaxial) în cristalele de plagioclaz (pl. I, fig. 2 ; pl. II, fig. 1) ;

— feldspat potasic interstițial ;

— depuneri controlate de clivaje, plane de maclă și plane de discontinuitate oblice față de poziția direcțiilor de clivaj sau de maclă (pl. II, fig. 2 ; pl. III, fig. 1).

În granitoidele gnaisice se întîlnesc de obicei cristale oculare cu terminații tentaculare, în general sărace în incluziuni. Micele, cînd apar în relație cu feldspatul potasic, întretaie marginile acestuia și urmează orientarea generală a micelor din rocă. Plajele epitaxiale și depunerile controlate apar cu totul întîmplător.

În ambele faciesuri petrografice, cînd apar, incluziunile de plagioclaz din feldspatul potasic pot fi :

— orientate, cu contururi euhedrale, filiforme și în continuitate optică cu cristalele învecinate ;

— dispuse întîmplător, lipsite de contur și orientare optică identică. Pentru incluziunile filiforme nu s-a putut stabili o regulă privind relațiile lor cu elementele cristalografice ale feldspatului potasic — plane de clivaj sau plane de maclă.

Maclele cu structură în grătar sînt proprii tuturor formelor de prezentare și sînt uneori deranjate din continuitatea lor optică. Rar, în special în cristale mari, apare macla Karlsbad. Planele de asociere la maclele deranjate apar curbate.

★

Proprietățile optice și cristalografice ale feldspaților potasici depind de gradul de ordonare Al—Si în cadrul rețelei cristaline și de conținutul de Na (la valori mici acesta se poate neglija) (Goldsmith și Laves, 1961). Ele reflectă condiții petrogenetice.

Abaterea de la simetria monoclinică se manifestă prin ordonarea continuă a pozițiilor Al—Si în rețeaua feldspatului potasic și se desăvîrșește în atingerea simetriei triclinice. Gradul de triclinicitate este acela ce caracterizează stările structurale ale feldspaților potasici. Relația direct proporțională a acestuia cu valorile 2 V și extincția a fost de mult recunoscută (Goldsmith și Laves, 1954; MacKenzie, 1954; Smith, 1961).

Măsurarea unui mare număr de valori 2V (M.U.F. cu 5 axe, segmenți N = 1, 52) (tabelul nr. 1) evidențiază următoarele:

— 2 V_α variază între 72 și 88°. În cadrul acestor limite, valorile 72—84° sînt caracteristice leucogranitoidelor masive, iar valorile 82—88° granitoidelor gnaisice;

— $2V_\alpha$ cu valori mari (92—94°) apare accidental, exclusiv în faciesurile gnaisice (fig. 2a);

— β: $\perp$ (001) variază între 8 și 20°, frecvențele maxime fiind cuprinse între 14 și 18° (fig. 2 b);

— lipsa unor deosebiri sensibile între valorile $2V_\alpha$ și $\beta : \perp (001)$ din fenoblaste și cristalele de dimensiuni mici.

Din raportarea acestor date în diagramele lui Brown (1961) și Laves și Vishwanathan (1967) reies valori ridicate ale triclinicității, între 0,6 și 1, care caracterizează feldspații potasici de tipul microclinului intermediar și al microclinului maxim (fig. 3).

Valorile indicilor de refracție obținute [3] pentru un număr de 17 probe (tabelul nr. 1) au servit la aflarea compoziției feldspaților potasici (Tuttle, 1952, în Deer și colab., 1967). Aceasta variază în limite restrînse, între Or 95-Or 80. Conținutul scăzut de Na al feldspaților se corelează cu valorile ridicate ale triclinicității și caracterizează forma stabilă a feldspatului potasic-microclinul, născut prin procese postmagmatice (MacKenzie, 1954). Corelarea valorilor 2 V cu compoziția feldspatului potasic reflectă raportul direct proporțional între acești parametrii (fig. 4).

Testarea stării structurale și a compoziției feldspatului potasic a fost făcută folosind valorile 2 θ măsurate din picurile $\bar{2}01$, 060 și $20\bar{4}$ (Wright, 1968; Wright și Stewart, 1968) [4].

---

[3] Determinările au fost făcute pe pulbere într-un amestec cloro—brombenzen cu N=1,5303 cu ajutorul masei de încălzire. (Etalonarea N lichid s-a făcut cu refractometrul Abbe).

[4] Difractometrul Phillips. Rad. Cu K_α 38 kw 20 mA, const. de timp 2, viteza hîrtiei 600 mm/h, viteza unghiulară 1/2/min.

Tabelul nr. 1

Valorile unghiului 2Vα, γ, α şi % Or. în granitoidele analizate

Nr. ord.	Nr. eşant.	Localizarea probei	Nr. det.	2 V_α	β : ⊥(001)	γ	α	%Or.	Tip petrografic
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1		Pîrîul Mraconiei	4	80—84	12—16				+
2	E011	Pîrîul Căprăriţii	4	82—83	12—16	1,5248	1,5182	86	+
3	277	Pîrîul Costine-	5	74—84	10—16				+
4	298	ţului	6	86—94	18				+
5	E013	Pîrîul Satului	4	83	16—18	1,5258	1,5190	82	+
6	79		4	84—85	10—16				+
7	80a		4	82—86	13—18				+
8	80b		3	81—84	8—20				+
9	86		2	84	10—18				++
10	88		4	83—86	10—18				++
11	328	Pîrîul Lugojiş-	7	84—87	17				++
12	E018	tea	4	82—84	16				++
13	E020		4	81—84	15—18				++
14	E021		4	79—82	12—16	1,5248	1,5118	86	+
15	57	Pîrîul Sohodol	5	78—84	10—18				+
16	58		4	78—82	10—12				+
17	59		15	82—86, 94	10—15				++
18	62b		9	76—84	12—20				+
19	64		5	82—84	10—15				++
20	65		4	75—82	10—16				+
21	67		5	75—81	10—14				+
22	68		6	84—88	17—20	1,5230	1,5162	95	+
23	69		10	76—84	10—18				+
24	E027		6	84—86	17—18	1,5248	1,5182	86	++
25	E030		6	82—84	12—15	1,5251	1,5182	82	+
26	36	Pîrîul Mala	4	86	16—18	1,5239	1,5177	90	++
27	37		4	84	16				+
28	38		8	72—82	10—17	1,5251	1,5182	82	+
29	E038		6	79—84	10—18	1,5251	1,5182	82	+
30	39		4	84	16	1,5248	1,5177	86	++
31	40b		5	84—86	16—18				+
32	41		9	72—84	10—17				+
33	71		5	80—86	14—20				++
34	72		3	80	12—13				++
35	73		3	84—86	16—20	1,5248	1,5177	86	++
36	1b	Valea Eşelniţa	6	78—84	8—16				+
37	E031		4	84—86	16—20	1,5248	1,5182	86	++
38	4b		5	78—79	12				+
39	E034		7	74—84	8—18	1,5251	1,5251	82	+
40	E033		4	80—83	14—16	1,5248	1,5182	86	++
41	5		7	74—84	9—18				+
42	8		4	84—86	16—20				++
43	11		6	76—85	8—14				+
44	25		4	82—86					++
45	E043	Pîrîul Focoanea	8	83—87	16				++
46	356	Pîrîul Criviţa	4	82—87	12—16				+
47	E023		4	84—96	16	1,5258	1,5188	80	+
48	E024		4	84—96	16—18	1,5248	1,5182	86	++
49	525	Pîrîul Seracova	4	78—80	14				+
50	E048	Pîrîul Piţigui	4	76—80		1,5239	1,5172	90	++

\+ leucogranitoide masive
++ granitoide gnaisice

Parametrii 2 θ 060 / 2 θ $\bar{2}$04 Cu K_α proiectează proba în domeniul microclinului maxim, iar valoarea 2 θ $\bar{2}$01 Cu K_α indică același conținut în Or care s-a obținut și cu ajutorul indicilor de refracție. Valorile 2 θ ale reflexelor menționate din proba analizată comparativ cu valorile standard sînt date în tabelul nr. 2.

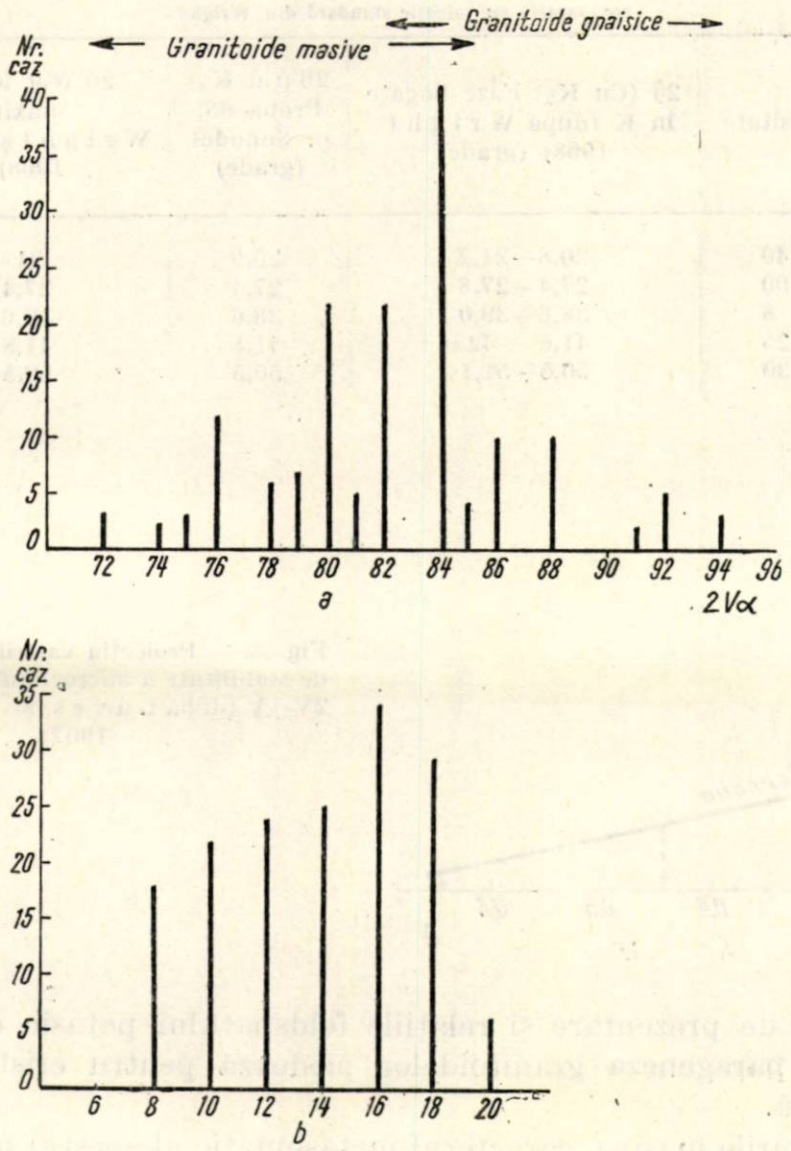


Fig. 2. — Limitele de variație ale valorilor $2V_\alpha$ (a) și $\beta : \perp (001)$ (b) în granitoidele de la Ogradena.

Distribuția valorilor $2V_\alpha$ și a compoziției feldspatului potasic în cadrul plutonului confirmă caracterul heterogen al acestuia. 2 V_α prezintă valori ridicate spre marginea de VNV și în acele zone din masiv în care se întîlnesc granitoide gnaisice.

Starea structurală caracteristică acestei zone este microclinul maxim. În părțile centrale și ESE ale masivului, unde aflorează leucogranitoide masive, sînt caracteristice valori $2V_\alpha$, ce indică și stări structurale tranzitorii de la microclinul intermediar către cel maxim. Distribuția 2 V_α în

sectoarele nordice ale masivului, corelate cu datele petrografice, sugerează existența unor zone de tranziție între rocile gnaisice și cele aparent masive (pl. III).

Tabelul nr. 2

Valorile 2θ (Cu K_α) ale reflexelor $\bar{2}01$,002,113,060 și $\bar{2}04$ pentru feldspatul potasic din masivul Ogradena comparativ cu valorile standard din Wright

Indici Miller h k l	Intensitate	2θ (Cu K_α) Faze bogate în K (după Wright, 1968) (grade)	2θ (Cu K_α) Proba 68, p. Sohodol (grade)	2θ (Cu K_α) Microclin maxim (după Wright și Stewart, 1968) (grade)
$\bar{2}01$	40	20,8—21,2	20,9	21
002	100	27,4—27,8	27,4	27,4—27,5
113	8	38,6—39,0	38,6	38,6
060	25	41,6 —42,0	41,8	41,8—41,9
$\bar{2}04$	30	50,5—51,1	50,5	50,5—50,7

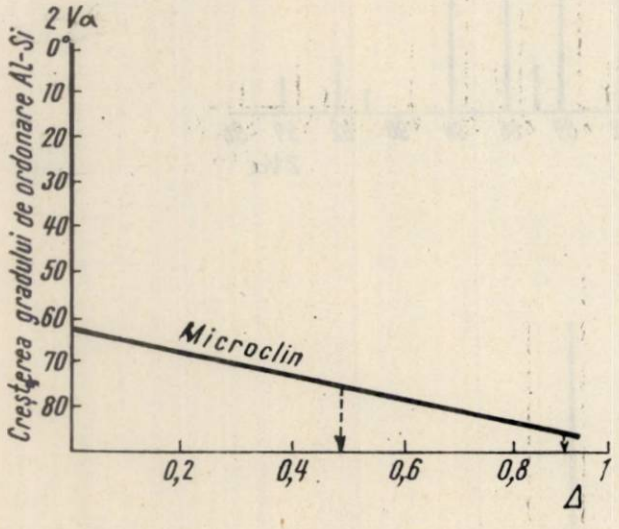


Fig. 3. — Proiecția valorilor $2V_\alpha$ pe linia de stabilitate a microclinului în diagrama $2V_\alpha/\Delta$ (după Laves și Vishwanathan, 1967).

Formele de prezentare și relațiile feldspatului potasic cu celelalte minerale din parageneza granitoidelor pledează pentru cristalizarea sa postmagmatică.

În faciesurile masive, caracterul metasomatic al acestui mineral este evident. Circulația fluidelor în plagioclaz a fost favorizată de existența planelor de clivaj și a planelor de maclă. Substituția se manifestă prin forme variate, prezența relictelor la plagioclaz și mult mai puțin de cuarț în fenoblastele de microclin reflectînd stadii intermediare în evoluția procesului către pseudomorfoze de microclin după plagioclaz.

În faciesurile gnaisice, adesea microclinul are un caracter postcinematic, intersectînd paietele de mică—biotit și muscovit. Caracterul tardiv al feldspatului potasic în aceste roci este evidențiat de prezența lui în plagioclaz sau de tendința de substituție marginală a acestuia. Apariția, destul de rar, a plagioclazului filiform în microclin (convergențe de formă cu pertitele) constituie relicte de substituție dirijată.

Trăsăturile menționate ale feldspatului potasic și prezența în parageneză a oligoclazului (An_{18}—An_{25}) caracterizează, după V. Marmo (1967), granitele sincinematice.

Interpretarea identității proprietăților optice la fenoblastele și cristalele din masa în care acestea se găsesc prinse poate fi ambiguă : apariția simultană în condiții fizice identice sau apariția în momente diferite cu adaptare ulterioară la aceleași condiții.

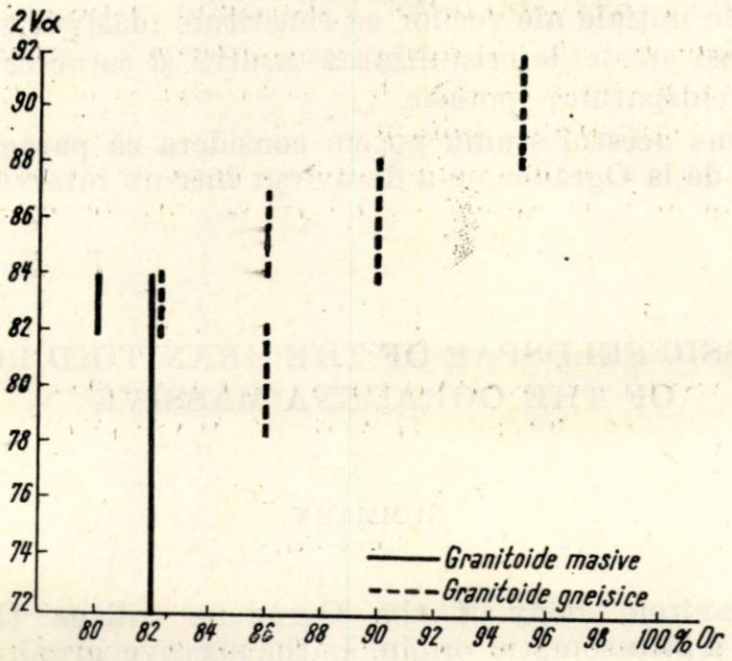


Fig. 4. — Variația unghiului 2Vα raportată la compoziția feldspatului potasic din granitoidele de la Ogradena.

Dacă formele structurale complet ordonate sînt stabile la temperaturi relativ scăzute (MacKenzie, 1954; Smith, 1961 consideră temperatura de 525°C ca punct de inversiune de la simetria monoclinică la cea triclinică), atunci trebuie să reflectăm asupra condițiilor de depunere a feldspatului potasic-monoclinic, nestabil la temperatură ridicată, cu atingerea prin răcire a simetriei triclinice (Schermerhorn, 1961) sau direct triclinic la temperaturi inferioare (Marmo, 1967)?

Argumente parțiale s-ar putea aduce în favoarea ambelor păreri, dar prezența microclinului intermediar alături de microclinul maxim în faciesurile aparent masive și exclusiv a microclinului maxim în faciesurile gnaisice obligă la o corelare între aceste stări structurale și fazele de diastrofism la care au fost supuse rocile. S-ar părea deci, că, după cristalizarea feldspatului potasic, ordonarea Al-Si în cadrul rețelei cristaline și tendința către simetria triclinică a fost controlată de mișcările postblasteză care au afectat masivul granitoid. Formarea microclinului direct ca o fază inițială triclinică (Marmo, 1967) ar fi greu de explicat ținînd cont de prezența unor parametri optici cu limite variabile.

Rezultă de aici că starea structurală a feldspatului potasic nu permite concluzii exacte în legătură cu temperatura lui de depunere. Ea indică doar faptul că microclinul intermediar și maxim sînt stabili la temperaturi

scăzute. De aceea, o apreciere mai exactă în legătură cu domeniul termic de existență al feldspatului potasic poate fi făcută pe baza chimismului (Deer, Howie, Zussman, 1967). Conținutul scăzut de Na pe care-l are microclinul din granitoidele de la Ogradena indică temperaturi reduse.

În aceste condiții, credem că structurile în grătar ale maclelor omniprezente în granitoide au fost determinate de aceiași factori care au condiționat și starea structurală a feldspatului potasic.

Structurile inițiale ale rocilor ce constituie masivul granitoid de la Ogradena au fost șterse de cristalizarea tardivă și caracterul parțial metasomatic al feldspatului potasic.

Prin prisma acestui studiu putem considera că parageneza actuală a granitoidelor de la Ogradena s-a desăvîrșit într-un interval mai lung de timp.

POTASSIC FELDSPAR OF THE GRANITOID ROCKS OF THE OGRADENA MASSIVE

SUMMARY

In the granitoid body of the Ogradena village the K-feldspar (Or 95—80) has a metasomatic origin. In the massive granitoid rocks, the intermediate k-feldspar is in coexistence with maximal microcline, whereas in gneissic granitoid, the k-feldspar is only a maximal microcline. It can thus be supposed that the deformations favored both gneissic structure and adjusting of k-feldspar to the triclinic symmetry.

BIBLIOGRAFIE

Brown B. (1962), *Aluminium distribution in an igneous maximum microclin and the sandin microclinic*, Norsk, geolog. Tiddsskr., Oslo, **42**, *2*.

Codarcea Al., Pavelescu L. (1963), *Considerații asupra genezei rocilor granitoide ale autohtonului danubian din Carpații Meridionali*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, **II**, 1961, București.

Codarcea-Dessila Marcela, Codarcea Al. (1968), *Considerații asupra paleolitologiei și paleotectonicii zonelor de șisturi cristaline din partea de SE a Banatului*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **13**, *1*.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman I. (1967), *Rock forming minerals*, Edit. Longmans, Londra.

Goldsmith I. R., Laves F. (1954), *Potassium feldspar structurally intermediate between microcline and sanidine*. Geochim. Cosmochim. Acta, **6**.

Laves F., Vishwanathan R. (1967), *Relation between the axial angle and triclinicity of K feldspars and their significance for definition of „stable" and „unstable" states of alcali feldspars*, Schw. Mineral. u. Petrogr. Mitt., Berna, **47**, *1*.

Mackenzie W. S. (1954), *The ortoclase microclin inversion*, Min. mag., Londra, **30**.

SMITH I. V. (1961), *Experimental and geological evidence for the stability of alkali feldspars*, Cursillos y Conferencias, Madrid, **8**.

MARMO V. (1967), *On granites, a revised study*, Bull. Comm. Geol. Finlanda, Helsinki, *227*.

SCHERMERHORN I. G. (1961), *Orthoclase microclin and albite in granites*, Schw. Mineral u. Petrogr. Mitt., Berna, **41**, *1*.

WRIGHT TH. (1968), *X-ray and optical study of alkali fedspar : II. An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of* 2θ *values for three reflections*, Amer. Miner., New York, **53**, *1—2*.

WRIGHT TH. STEWART D. (1968), *X -ray and optical study of alkali feldspar : Determination of composition and structural state from refined unit-cell parameters and* 2θ, Amer. Miner., New York, **53**, *1—2*.

Primit în redacție la
7 octombrie 1970

Facultatea de geologie-geografie a
Universității București

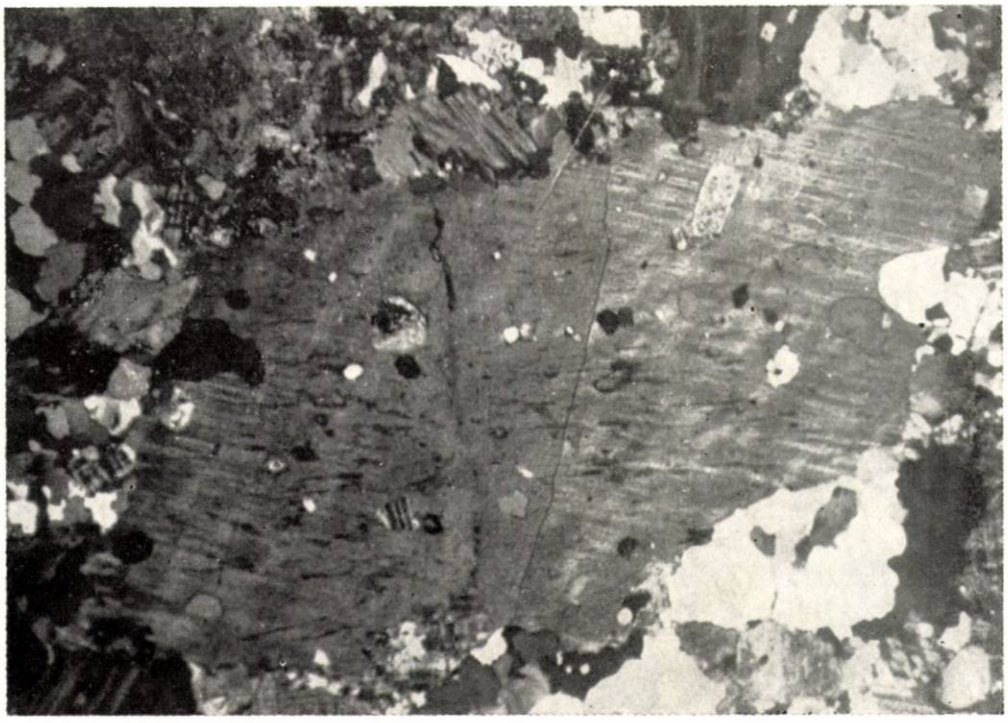


Fig. 1. — Fenoblast de microclin cu incluziuni de plagioclaz și cuarț; pîrîul Mala; N + ; × 20.

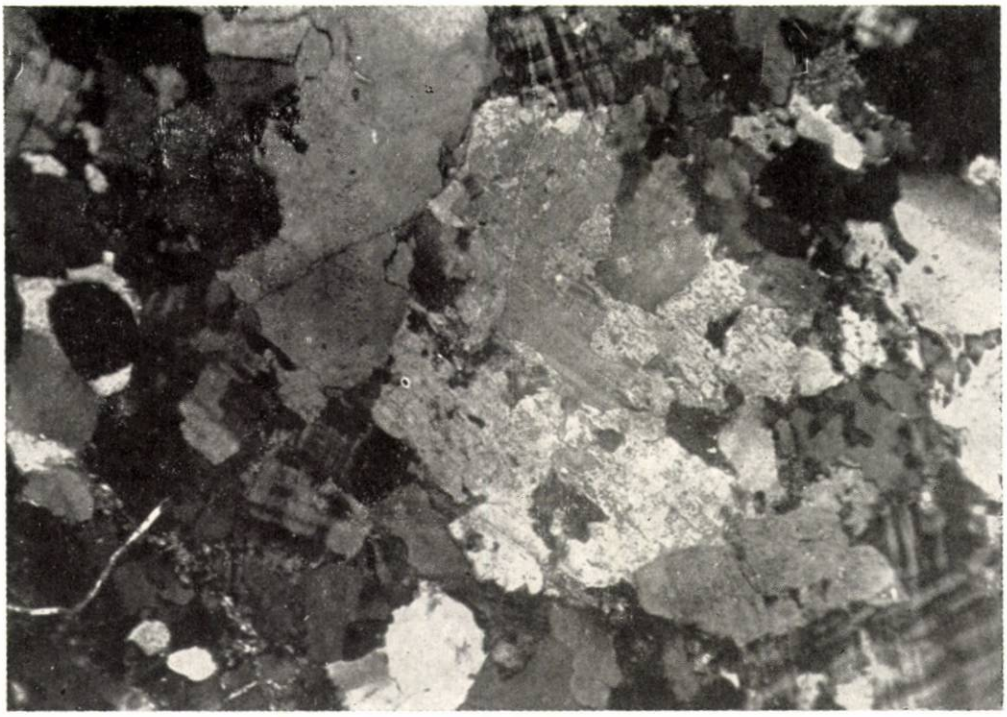


Fig. 2. — Plaje de microclin pe plagioclaz; pîrîul Lugojiștea; N +; × 20.

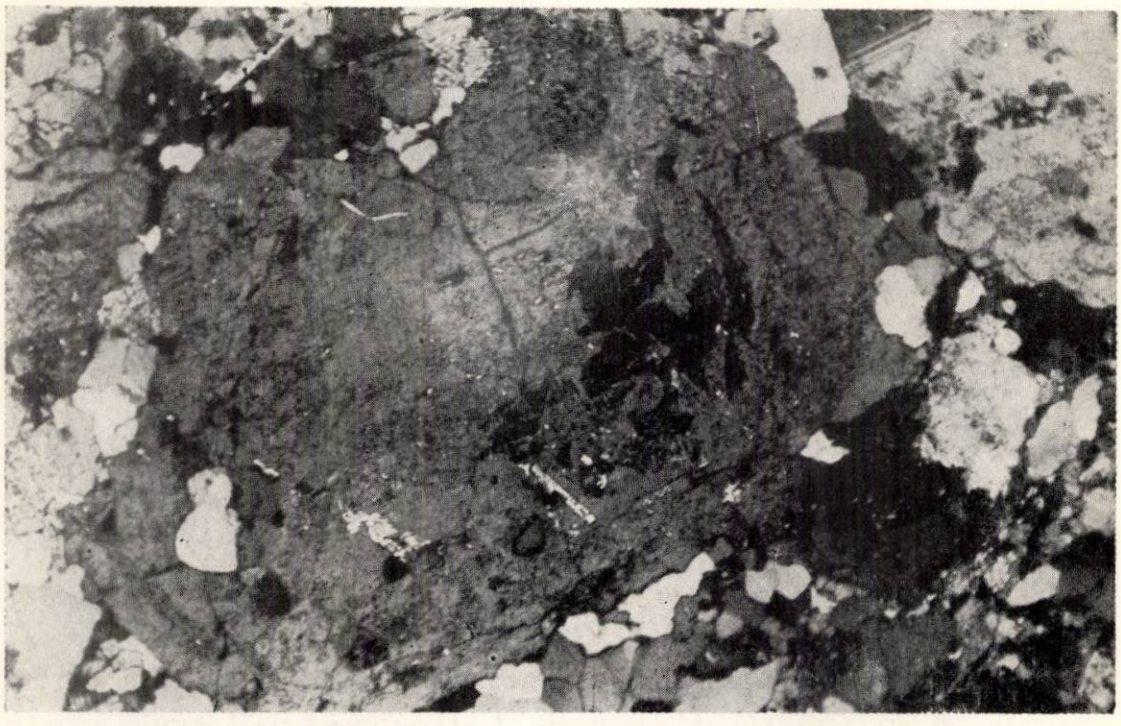


Fig. 1. — Plagioclaz substituit parțial de microclin; pîrîul Focoanea; N +; × 20.

Fig. 2. — Vine de microclin pe plagioclaz; pîrîul Mala; N +; × 20.

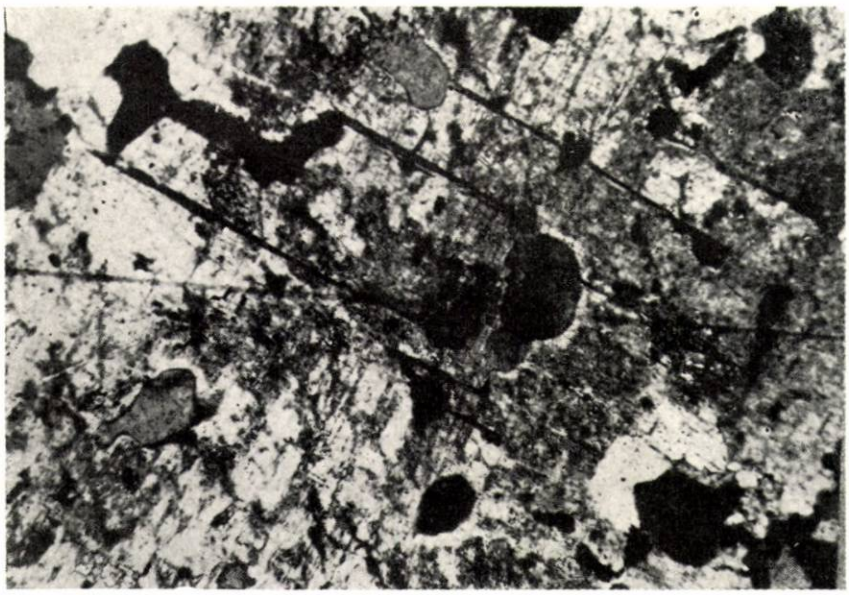


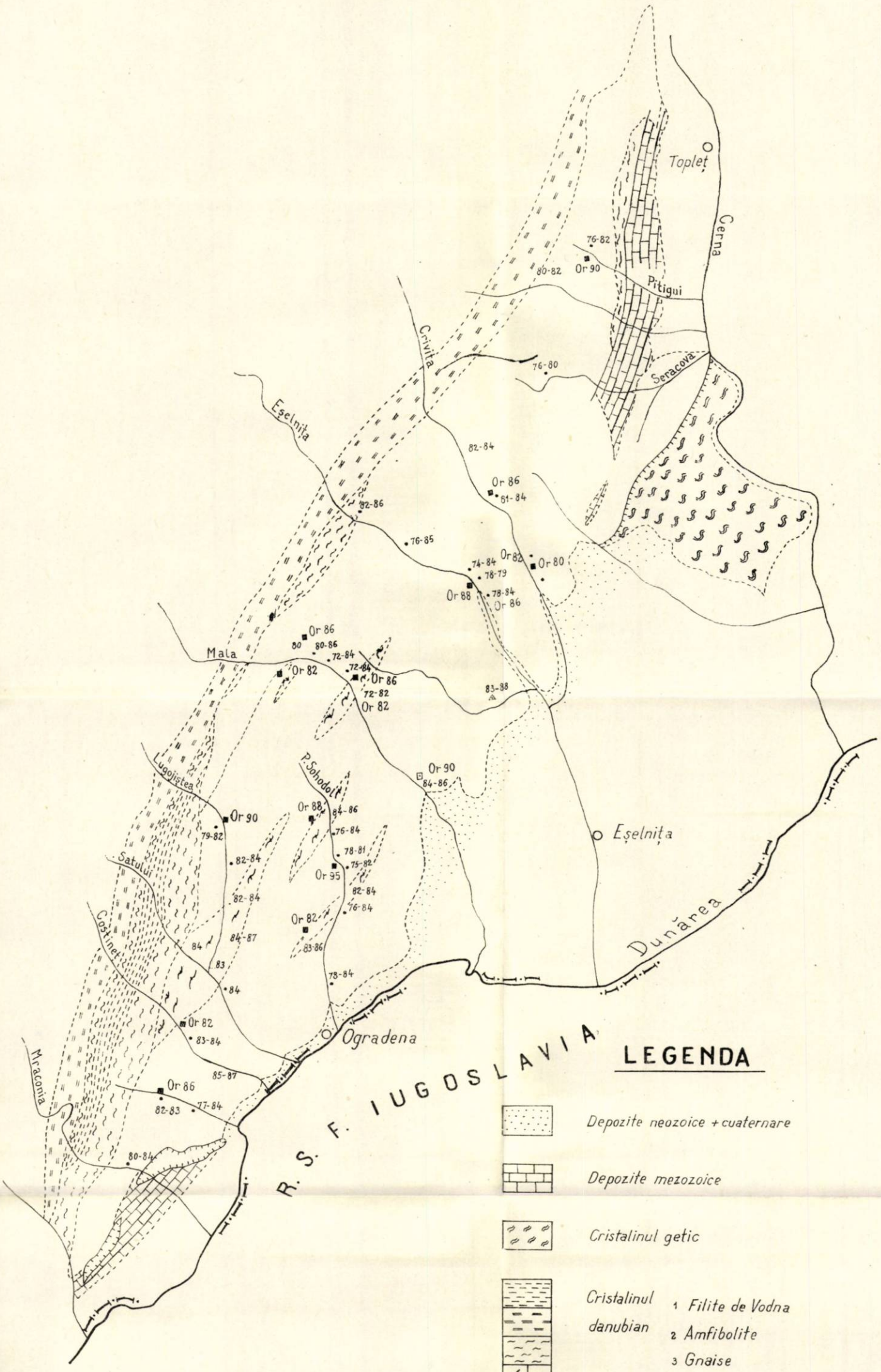
Fig. 1. — Microclin pe clivaje în plagioclaz; pîrîul Mala; N + ; × 20.

Fig. 2. — Microclin substituind marginal plagioclazul. Granitoide gnaisice; Valea Satului; N + ; × 15.

Anastasiu Nicolae

SCHIȚA GEOLOGICĂ A MASIVULUI GRANITOID OGRADENA

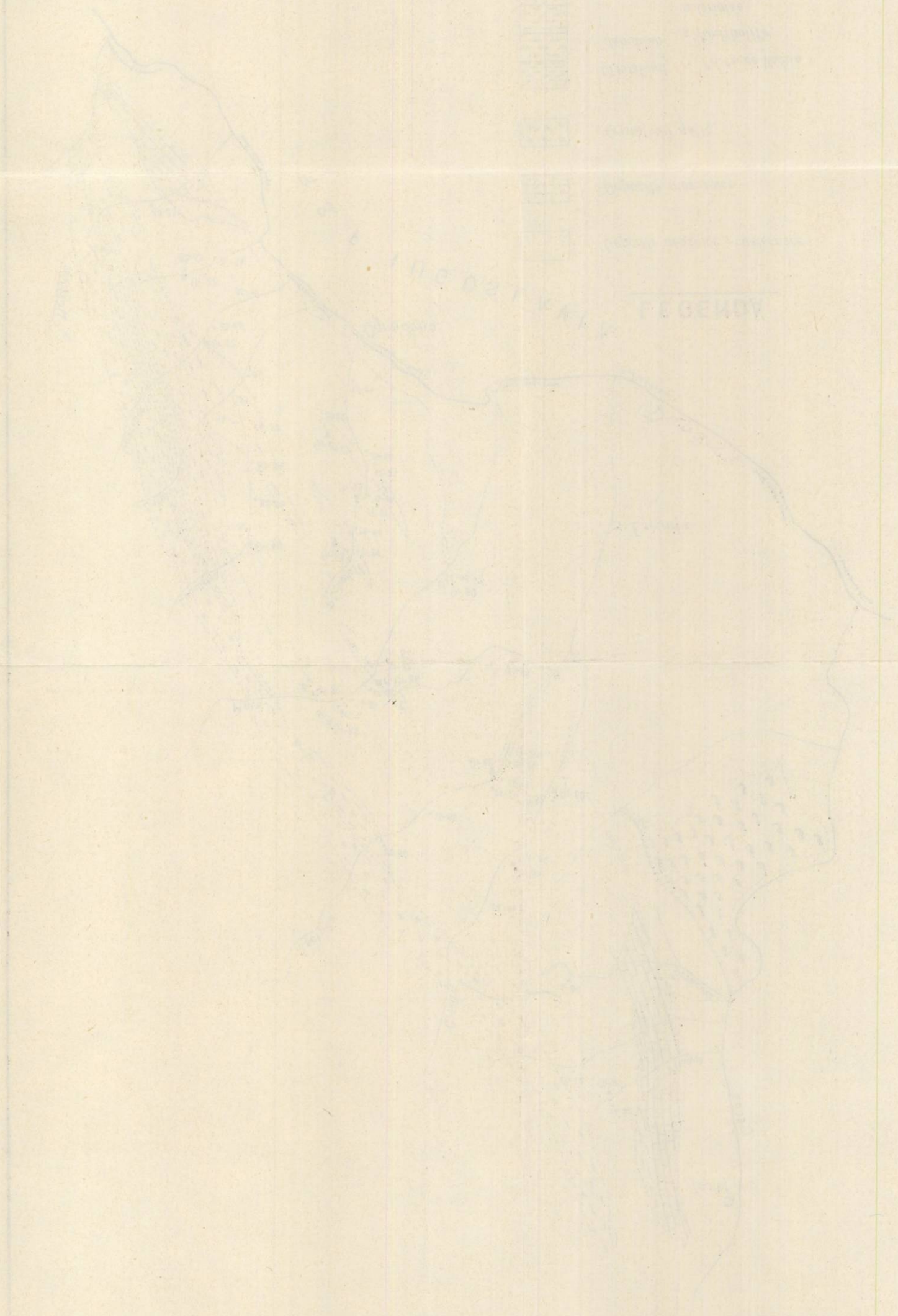
750 0 750 1500 2250 m



LEGENDA

- Depozite neozoice + cuaternare
- Depozite mezozoice
- Cristalinul getic
- Cristalinul danubian
  1. Filite de Vodna
  2. Amfibolite
  3. Gnaise
- Limitele masivului granitic
  a. granitoide gnaisice
  b. leucogranitoide masive
- ■ Or 82 — Compoziția feldspatului potasic
- • 82-84 — 2Vα

PLANȘA IV



ASUPRA UNEI KLIPPE DE DECOLARE ÎN BAZINUL COPALNICULUI (JUD. MARAMUREȘ)

DE

I. KALMÁR

55 (05)

Cercetările geologice efectuate de noi [1] în partea de sud-est a Bazinului Baia Mare (în bazinul tectono-eroziv al Copalnicului, după Gr. Posea, 1962) au condus, printre altele, la identificarea unui fenomen geologic interesant, și anume a unei klippe de decolare gravitațională.

Sectorul cercetat figurează pe harta întocmită de Fl. Marinescu și Josefina Marinescu [2], de M. Paucă și colab. [3]; de asemenea, pe hărțile 1 : 100 000 și 1 : 200 000, editate de Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei. În cele ce urmează, după prezentarea cadrului geologic vom examina în amănunt modul cum a luat naștere klippa de decolare din dealul Pietriceaua (Măgureni) și vîrsta decolării.

În împrejurimile localității Măgureni, cristalinul insulei Preluca, reprezentat prin dolomite cristaline intens brecifiate (autoclastice), ia contact cu sedimentarul paleogen al Bazinului Copalnicului prin intermediul unui sistem de falii normale. Sedimentarul este reprezentat prin stratele de Turbuța, seria calcaroasă (priabonian), prin stratele de Curtuiuș (lattorfian) și prin faciesul marnos al stratelor de Buzaș (I. Dumitrescu, 1957), chattian-burdigaliene. Toate acestea sînt acoperite de depozitele deluviale care formează glacisul Prelucii.

---

[1] I. Kalmár (1966), *Prospecțiuni geologice pentru minerale utile nemetalifere-mic în Preluca-Lăpuș*, Raport, arh. M.M.P.G.

I. Kalmár, (1968), *Prospecțiuni geologice pentru minerale nemetalifere și roci utile în munții Preluca-Lăpuș (jud. Maramureș)*, Raport, arh. M.M.P.G.

[2] Fl. Marinescu, Josefina Marinescu (1954), *Raport geologic asupra regiunii bazinului mijlociu al rîului Cavnic*, Raport, arh. M.M.P.G.

[3] M. Paucă, Elena Mateescu, A. Naghel, Antoneta Perianu, M. Gheorghian, Mihaela Gheorghian, Magdalena Radu, Adina Naghel, Elena Căruțașu (1961), *Prospecțiuni geologice pentru cărbuni în bazinul Baia Mare și împrejurimi*, Raport, arh. M.M.P.G.

t. cerc. geol. geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 1, p. 285–289, București, 1971

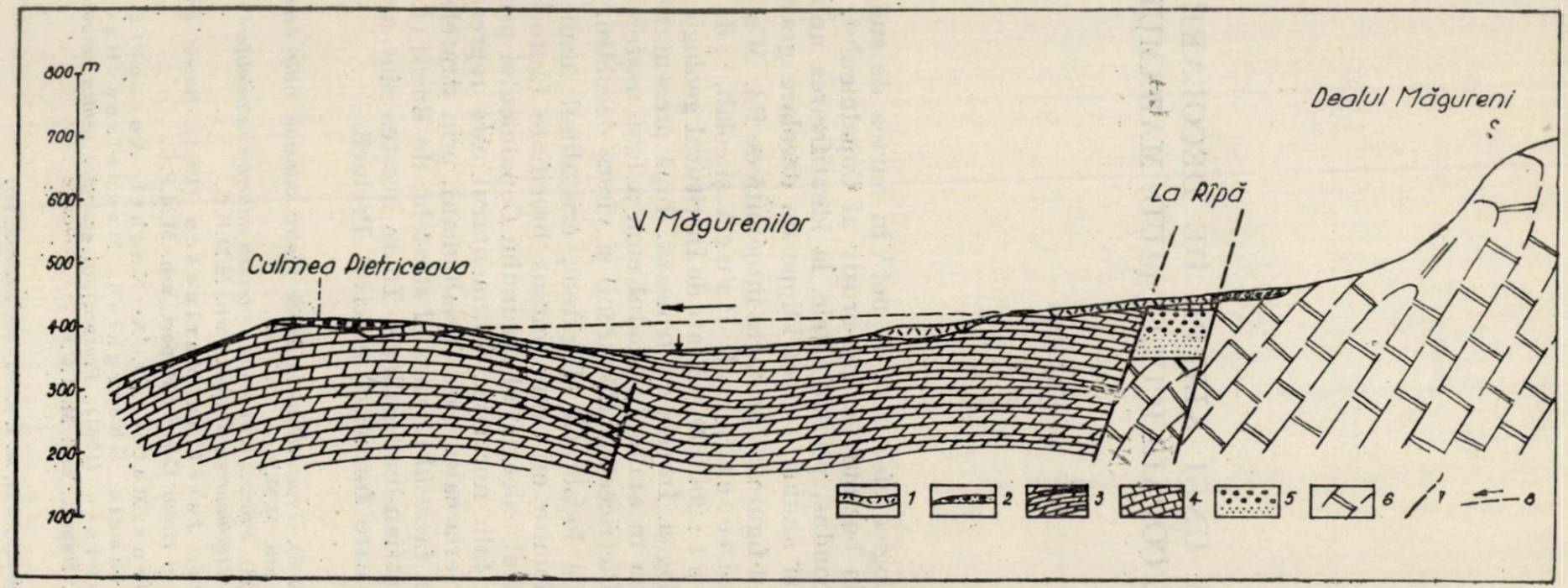


Fig. 1. — Secţiune geologică între culmea Pietriceaua şi dealul Măgureni.

1, Depozite deluviale; *2*, terasa a IV-a a sistemului hidrografic Cavnic — Bloaja — Lăpuş (pleistocen mediu); *3*, faciesul marnos al stratelor de Buzaş (chattianburdigalian inferior); *4*, seria calcaroasă (priabonian superior), *5*, stratele de Turbuţa (priabonian inferior); *6*, dolomite cristaline (anteproterozoic superior); *7*, falii; *8*, panta pe care a alunecat klippa de decolare din culmea Pietriceaua. Scara 1 : 10.000.

Seria calcaroasă formează lambouri („hors"-uri după I. Dumitrescu, 1962) scoase la zi în lungul faliilor; în sectorul cercetat apar îndeosebi calcare grosiere cu *Serpula* sp. şi radiole de echinide.

Astfel de roci am întîlnit în cîteva săpături executate între cele două falii principale, sub depozitele deluviale şi sub un petic de pietrişuri şi nisipuri aparţinînd corespondentului terasei a V-a pleistocene medii (mindel, după Gr. Posea, 1962). De asemenea, le-am regăsit în culmea Petriceaua, la nord de satul Măgureni (fig. 1) sub aceleaşi depozite de terasă, fiind situate peste marnele şi argilele stratelor de Buzaş.

Ivirea din urmă a fost interpretată de Fl Marinescu şi Josefina Marinescu, respectiv de M. Paucă şi colab. drept un martor de eroziune ridicat pe o falie şi în această concepţie figurează şi pe hărţile publicate.

Cercetarea detaliată a zonei din jur, în special a bazinului hidrografic al Văii Rîpii, executarea unor săpături şi colectarea unor probe micropaleontologice din apropiere infirmă ipoteza de mai sus. Am observat, bunăoară, că placa de calcare organogene stă peste marnele oligocen superioare intens frămîntate. În probele micropaleontologice, Viorica Cosma a pus în evidenţă o asociaţie de foraminifere şi de diatomee piritizate, caracteristice părţii superioare a stratelor de Buzaş şi nicidecum bazei acestora, aşa cum era normal dacă masivul calcaros ar fi fost „înnecat" la baza depozitelor oligocen superioare ingresive.

Prezenţa unei lame de calcar priabonian peste depozitele chattian-burdigaliene ne-a sugerat ipoteza existenţei unei klippe de decolare gravitaţională, termen folosit de V. Dragoş (1957). Decolarea gravitaţională este amintită de L. U. de Sitter (1969) în cadrul proceselor netectonice; V. Lăzărescu (1959) aduce chiar o fundamentare matematică a fenomenului de decolare în cazul formării cutelor de la sud de Masivul Preluca, iar D. Patrulius (1969) explică prezenţa unor klippe exotice în cretacicul inferior din Masivul Bucegi tot prin fenomene de decolare gravitaţională.

Aşadar, considerăm că lama de calcare organogene din culmea Petriceaua s-a deplasat pe substratul alunecos al marnelor stratelor de Buzaş tocmai din zona faliilor de la nord de dealul Măgureni, pe o distanţă de circa 1,2—1,5 km (fig. 2). Alunecarea s-a putut produce în momentul în care eroziunea postpliocenă a adîncit suficient de mult Bazinul Copalnicului, realizîndu-se o pantă de 2—4° spre nord. De asemenea, alunecarea a fost favorizată de substratul marnoargilos, care, în condiţiile climatice proprii periglaciarului, au suferit o înmuiere pronunţată.

Vîrsta procesului de alunecare poate fi stabilită prin corelări geomorfologice. Alunecarea s-a produs după o primă fază de adîncire a Bazinului Copalnicului, adîncire care a avut loc în pleistocenul inferior, aşa cum stau mărturie umerii de eroziune şi resturile suspendate ale terasei a V-a şi a VI-a al sistemului hidrografic Cavnic — Bloaja — Lăpuş.

Prezenţa depozitelor de terasă pleistocene medii dispuse peste lama de calcare organogene fixează limita superioară a vîrstei procesului de alu-

necare. De altfel, după depunerea acestor terase are loc adîncirea unui curs de apă localizat pe traseul Cufoaia — Măgureni — Copalnic - Mănăştur şi izolarea şirului de măguri ce culminează prin dealurile Timiteu, Pietriceaua şi Grumăjilor.

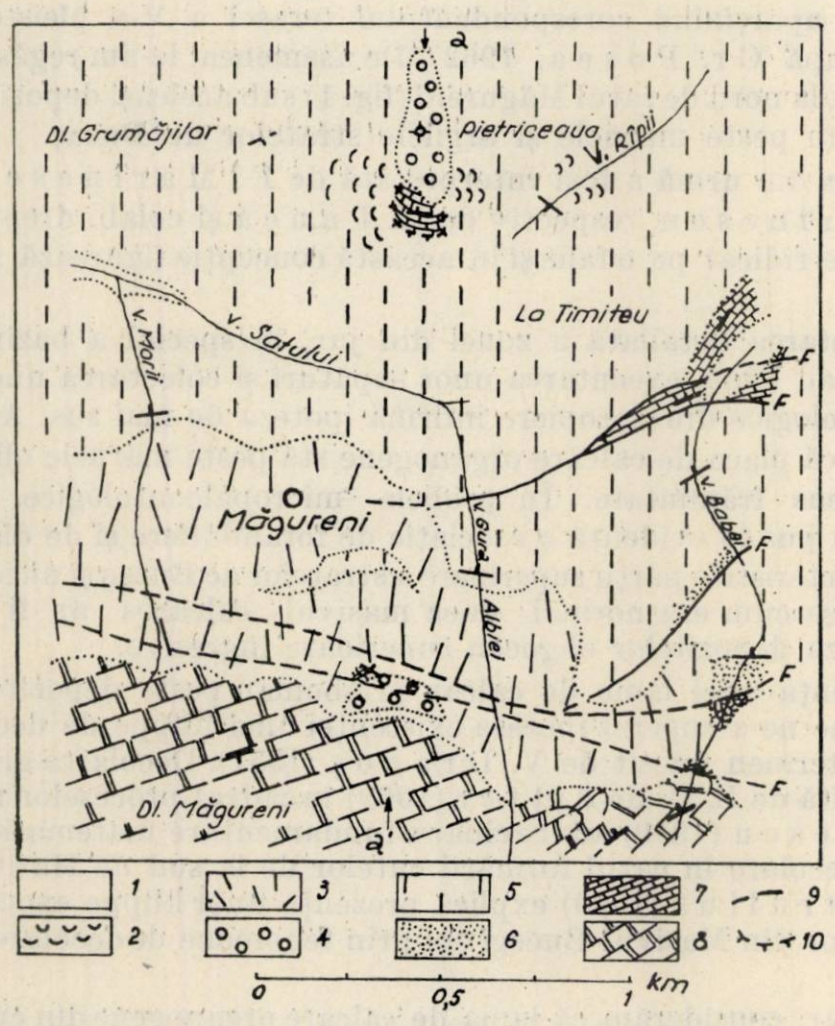


Fig. 2. — Harta geologică a împrejurimilor comunei Măgureni, după datele autorului.

1, Holocen; *2*, pornituri; *3*, deluvii; *4*, pleistocen mediu; *5*, stratele de Buzaş; *6*, stratele de Ciocmani; *7*, seria calcaroasă; *8*, dolomite cristaline; *9*, falii; *10*, conturul klippei de decolare din dealul Pietriceaua. a — a' direcţia secţiunii din fig. 1.

Se pare că atît detaşarea lamei de calcar în zona de înrădăcinare (La Rîpă), cît şi alunecarea spre nord au fost favorizate de existenţa unor mişcări diferenţiale în lungul sistemului de falii al Prelucii, de ridicare în zona masivului cristalin şi de coborîre în zona Depresiunii Copalnicului, mişcări ce şi-au atins intensitatea maximă tocmai la limita pleistocen inferior — pleistocen mediu.

Întrucît alunecarea s-a produs în mediul subaerian şi nu submarin, am preferat termenul de „klippă de decolare" şi nu acela de „olistolit" sau de „bloc exotic".

SUR QUELQUES KLIPPES DE DÉCOLLAGE DANS LE BASSIN DE COPALNIC (DÉPARTEMENT DE MARAMUREŞ)

RÉSUMÉ

On a mis en évidence, sur des dépôts chattiens-hurdigaliens, une lame calcaire priabonienne, glissée, comme une klippe de décollage gravitationnel, sur les marnes des couches de Buziaş, dans une zone de failles.

Puisque le glissement s'est produit dans un milieu atmosphérique et non sous-marin, on a préféré le terme de « klippe de décollage» et non d'« olistolite » ou « bloc exotique ».

BIBLIOGRAFIE

Dragoş V. (1957), *Deplasări de teren*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.

Dumitrescu I. (1957), *Asupra faciesurilor şi orizontării Cretacicului superior şi Paleogenului în bazinul Lăpuşului (nordul Depresiunii Transilvaniei)*, Lucr. Inst. petrol. gaze., geol., **III**.

— (1962), *Geologie structurală*, Edit. didactică şi pedagogică, Bucureşti.

Lăzărescu V. (1959), *Observaţii de tectonică analitică asupra vîrstei relative a cutării*, St. cerc. geol., **IV**, *1*.

Patrulius D. (1969), *Geologia Munţilor Bucegi şi a Bazinului Dîmbovicioarei*, Edit. Academiei, Bucureşti.

Posea Gr. (1962), *Ţara Lăpuşului*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.

Sitter L. U. de (1969), *Geologie structurală*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.

Primit în redacţie la 7octombrie 1970

Întreprinderea de prospecţiuni şi explorări geologice Maramureş, Baia Mare

ALEXANDRE PARFENOFF, CHARLES POMEROL, JOSETTE TOURENO, *Les minéraux en grains. Méthodes d'étude et détermination* (Mineralele în granule : Metode de studiu şi determinare), 578 p., 15 pl., 8 tabele, referinţe circa 130.

Lucrarea este deosebit de interesantă, prezentînd posibilităţile de utilizare practică a mineralelor grele în studii de diferite categorii : sedimentologice, oceanografice, stratigrafice, tectonice, paleogeografice, petrografice, metalogenetice.

Studiul mineralelor accesorii din roci, remarcabile prin stabilitatea lor chimică şi prin densitatea ridicată, implică obţinerea unor rezultate asupra diferitelor procese care au condus la acumularea lor în rocile sedimentare. Se pot obţine precizări asupra rocilor de provenienţă şi a condiţiilor de transport. Aceste studii s-au dezvoltat considerabil în ultimii ani datorită utilizării metodelor mineralogice moderne.

Sedimentologii au studiat primii aceste minerale, realizînd identificarea lor, apoi o dozare cantitativă, studii de morfometrie şi granulometrie care i-au condus la obţinerea unor concluzii interesante şi importante. Oceanografii au aplicat metodele sedimentologilor în vederea determinării sensului şi importanţei curenţilor şi a originii sedimentelor marine.

Stratigrafii utilizează mineralele grele în delimitarea etajelor. Petrografii folosesc studiile de minerale grele pentru stabilirea originii unor roci sedimentare. Prospectorii folosesc mineralele grele din aluviuni pentru descoperirea unor zăcăminte de aur, diamant, cassiterit sau a unor zăcăminte primare de diferite tipuri.

În prima parte a lucrării se expun cîteva principii care dirijează sedimentarea mineralelor grele, filiaţia, sedimentarea inversă, suprapunerea de faze, sortarea şi disocierea fazelor. Autorii dezvoltă problema interesului şi a aplicaţiilor studiului mineralelor grele în numeroase domenii ale ştiinţelor Pămîntului.

În partea a doua sînt prezentate detaliat metodele de lucru, modul de prelevare a eşantioanelor, de tratare a lor, de examinare, de numărare şi prezentare a rezultatelor.

Sînt tratate toate tehnicile de separare a mineralelor granulare prin metode chimice, fizice sau optice, pe baza ultimelor realizări ştiinţifice şi tehnice, cît şi a experienţelor personale ale autorilor. Datorită acestui mod de prezentare, specialiştii pot cunoaşte metodele de utilizare a unor aparate costisitoare şi dificile, cît şi a unor metode manuale uşor de pus în practică.

Ultima parte, a III-a, reprezintă o monografie a principalelor minerale grele cu toate caracteristicile necesare determinării lor, inclusiv material grafic şi planşe colorate (62 de minerale) foarte reprezentative, cu o ilustraţie topografică originală şi un tablou sinoptic cu mai multe intrări.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t 16, nr. 1, p. 291–292, Bucureşti, 1971

Sînt prezentate în mod detaliat 216 minerale în ordinea alfabetică. Pentru fiecare din ele sînt studiate succesiv aspectul, caracterele cristalografice, fizice, optice, chimice, alterația, confuziile posibile, condițiile de zăcămînt, utilizarea principalelor elemente de diagnoză.

Considerăm că această carte justifică speranțele autorilor și ea reprezintă într-adevăr „un mijloc fidel și sigur pentru cel care o utilizează și în același timp o mică enciclopedie a metodelor de tratare și determinare a mineralelor grele, deschizînd un cîmp larg de aplicare practică și de cercetare fundamentală."

Avînd în vedere că toate ramurile științelor Pămîntului participă la studiul mineralelor grele, cei care vor folosi această carte, începători sau specialiști, pot studia mineralele grele din sedimente cu ajutorul acestei lucrări.

Margareta Peltz

Revista „Studii şi cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie" publică lucrări cu caracter fundamental şi aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei şi tectonicii, precum şi din cel al mineralogiei, petrografiei şi geochimiei; de asemenea, sînt incluse articole de sedimentologie şi geofizică, al căror conţinut prezintă indicaţii importante în cunoaşterea formaţiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtie de calc. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Figurile din planşe vor fi numerotate în continuarea celor din text. Se va evita repetarea aceloraşi date în text, tabele şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi a anului apariţiei lucrării (de exemplu, G. M u r g o c i, 1916). Numele autorului va fi precedat de iniţială. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale.

Autorii au dreptul la un număr de 50 de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacţie, Calea Victoriei nr. 125, Bucureşti.

1971 JUN 1 0

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

I. PIȘOTA, **Lacurile glaciare din Carpații Meridionali**, 1971, 160 p., 129 fig., 15,50 lei.

V. POMÂRLEANU, **Geotermometria și aplicarea ei la unele minerale din România**, 1971, 158 p., 80 fig., 10 lei.

D. CIUPAGEA, M. PAUCĂ, Tr. ICHIM, **Geologia Depresiunii Transilvaniei**, 1970, 256 p., 50 fig., 14,50 lei.

L. BADEA, CONSTANȚA RUSENESCU, **Județul Vîlcea**, 1970, p. 126, fig. 28, 1 anexă, 15 lei.

I. GRUESCU, CORNELIA GRUMĂZESCU, **Județul Hunedoarea**, 1970, 138 p., 21 fig., 1 anexă, 15 lei.

P. GÂȘTESCU, I. IORDAN, **Județul Ilfov**, 1970, 128 p., 23 fig., 1 anexă, 15 lei.

ANA CONEA, **Formațiuni cuaternare în Dobrogea**, 1970, 234 p., 79 fig., 18,50 lei.

* * * **Geografia văii Dunării românești**, 1969, 783 p., 336 fig. + anexă cu 26 planșe color, 113 lei.

NATALIA PAGHIDA-TRELEA, **Microfauna miocenului dintre Siret și Prut**, 1969, 189 p., 14 pl., 12 lei.

GH. NEACȘU, **Bentonitele din regiunea Alba Iulia — Ocna Mureșului**, 1969, 204 p., 3 pl., 2 anexe, 12,50 lei.

A. DUȘA, **Stratigrafia depozitelor mezozoice și terțiare de la Căprioara — Coșteiul de Sus**, 1969, 158 p., 15 fig., 3 anexe, 22 pl., 12,50 lei.

N. ORGHIDAN, **Văile transversale din România**, 1969, 90 p., 68 fig., 10,50 lei.

V. IANOVICI și colab., **Evoluția geologică a Munților Metaliferi**, 1969, 744 p., 40 pl., 55 lei.

D. PATRULIUS, **Geologia Masivului Bucegi și a culoarului Dîmbovicioara**, 1969, 321 p., 13 pl., 28 lei.

ION MÂRZA, **Evoluția unităților cristaline din sud-estul Muntelui Mare**, 1969, 168 p., 12 pl., 14 lei.

ÎN CURS DE APARIȚIE

LIVIU IONESI, **Flișul palogen din Bazinul văii Moldovei**.

ST. CERC. GEOL., GEOF., GEOGR., SERIA GEOLOGIE, T. 16, NR. 1, P. 1—292, BUCUREȘTI, 1971

I.P.I. — c. 2011

43 867

Lei 50.—

F 1329

04

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

SERIA

GEOLOGIE

2

TOMUL 16

1971

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct:

ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membri:

ACADEMICIAN G. MURGEANU; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU; V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România; D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România.

Secretar de redacție:

P. ȘOIGAN

Prețul unui abonament este de 100 de lei.

În țară, abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se face la Întreprinderea de comerț exterior „Libri", Căsuța poștală 134—135 (Calea Victoriei 125), București, România, sau prin reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență, se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie".

La revue „Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie — Seria de geologie" paraît 2 fois par an.

Toute commande à l'étranger sera adressée à Întreprinderea de comerț exterior „Libri", Boîte postale 134—135 (Calea Victoriei 125), Bucarest, Roumanie ou à ses représentants à l'étranger.

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les boureaux de poste ou chez votre facteur.

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

ADRESA REDACȚIEI,
CALEA VICTORIEI Nr. 125,
BUCUREȘTI

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOLOGIE

TOMUL 16 1971 NR. 2

1883

SUMAR

Pag.

STUDII

N. PETRULIAN, LIVIA STECLACI, FLORICA OROVEANU, H. ŞTEFAN, A. CIORAN, Studiul mineralogic şi geochimic al Filonului Nou de la Baia Sprie . . . 295
CONSTANTINA STANCIU, ALEXANDRINA MEDEŞAN, Geochimia proceselor de transformare şi mineralizare în zăcămîntul de sulf nativ din caldera Căliman 321
N. PETRULIAN, LIVIA STECLACI, FLORICA OROVEANU, Studiul mineralogic al minereului de la Bălan 343
DOINA RUSSO, Zonalitatea metamorfismului hidrotermal în vulcanitele neogene de la Valea Roşie şi Dealul Crucii (Baia Mare) 353
RADU JUDE, Asupra unor vulcanite sticloase din nord-vestul eruptivului Oaşului . 377
DAN ZINCENCO, Stratigrafia seriei de Tulgheş în bazinele văilor Cisla şi Vaser (versantul sting) — Maramureş 387
M. PAUCĂ, Criterii noi în stratigrafia miocenului din Bazinul Transilvaniei 397
I. MAXIM, ION DRAGOŞ, OCTAV CLICHICI, Forme noi de amonoidee din doggerul de la Svinița — Svinicea Marea (Banat) 405
MIHAI SOLCANU, DRAGOŞ TURTUREANU, Contribuţii la cunoaşterea limitei dintre tortonian şi buglovian din regiunea Sic—Fizeş—Sînmartin 479
M. N. FILIPESCU, I. HUMĂ, Contribuţii la studiul substanţei organice din formaţiunile geologice ale unităţii externe a flişului, situată la sud de Piatra Neamţ (Carpaţii Orientali) 493

NOTE

JEANA IONESCU, MARIA POPESCU, I. INTORSUREANU, Prezenţa ludwigitului în skarnele de la Băişoara — Munţii Apuseni 503

Pag.

L. PAVELESCU, AL. KISSLING, Studiul cristalografic și cristalochimic al fluorinei de la Ocna de Fier 511
AL. KISSLING, Studiul cristalografic al diopsidului și apatitului de la Ocna de Fier 515
AL. KISSLING, AMALIA SZÖKE, Studiul cristalografic al fluorinei de la Herja (Baia Mare) 521
I.C. MOTAȘ, *Prosodacna* (*Prosodacna*) *longiuscula gilletae* ssp. nov. în dacianul din România 525
GIANINA CIOFLICA, GH. POPESCU, Contribuții la stratigrafia miocenului mediu din nord-vestul Transilvaniei 531
I. PAPAIANOPOL, O nouă specie de *Prosodacna* în dacianul superior din estul Munteniei 541

STUDIUL MINERALOGIC ŞI GEOCHIMIC AL FILONULUI NOU DE LA BAIA SPRIE

DE

Acad. N. PETRULIAN, LIVIA STECLACI, FLORICA OROVEANU, H. ŞTEFAN, A. CIORAN

55 (05

CONSIDERAŢII GENERALE ASUPRA GEOLOGIEI REGIUNII

Filonul Nou, descoperit în ultimii ani, face parte din ansamblul de filoane ce constituie zăcămîntul de la Baia Sprie. Acest zăcămînt, cunoscut de mult timp, a fost cercetat încă din secolul al XVIII-lea, mai sistematic în secolul al XIX-lea şi pînă azi, de numeroşi specialişti străini şi români (Al. Gesel, 1891; V. Manilici şi colab., 1965; M. Pálfy, 1915; M. Pauca, 1955).

Întrucît lucrarea de faţă are ca scop studiul Filonului Nou, dăm mai jos numai o scurtă caracterizare geologică a ariei mineralizate în care se încadrează zăcămîntul Baia Sprie.

La alcătuirea geologică a regiunii miniere iau parte roci sedimentare de vîrstă paleogenă, tortoniană, sarmaţiană şi pliocenă (M. Pauca, 1955), mai dezvoltate în profunzime, unde constituie, în bună parte, roca înconjurătoare a filoanelor, precum şi roci vulcanice, mult mai extinse la suprafaţă. Acestea din urmă sînt reprezentate prin andezite cu amfiboli şi piroxeni, cele mai răspîndite, riolite cu extindere redusă, andezite cuarţifere, dacite cu amfiboli şi piroxeni şi andezite bazaltoide (V. Manilici, 1963; V. Manilici şi colab., 1965). O deosebită importanţă prezintă andezitele cu amfiboli şi piroxeni, care constituie, uneori integral (partea superioară a filoanelor), alteori parţial (în adîncime), roca înconjurătoare pentru toate filoanele care alcătuiesc zăcămîntul Baia Sprie, inclusiv Filonul Nou. Aceste roci au suferit o puternică alterare hidrotermală: cloritizare, sericitizare, carbonatare, adularizare, silicifiere, zeolitizare şi calolinizare. Vîrsta lor ar fi tortonian superior-sarmaţian inferior (faza I). Celelalte roci menţionate — riolite, andezite cuarţifere şi dacite, sînt de vîrstă diferită, de la sarmaţian inferior şi sarmaţian mediu la sarmaţian superior (faza a II-a), prezentînd şi ele aceleaşi tran-

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 2, p. 295–320, Bucureşti, 1971

sformări hidrotermele ca andezitele cu amfiboli şi piroxeni; numai andezitele bazaltoide, considerate mai noi — pliocen inferior (faza a III-a), n-au fost afectate de metamorfism hidrotermal. Reamintim faptul că şi rocile sedimentare paleogene tortoniene şi sarmaţiene prezintă procese de alterare hidrotermală, însă mult mai reduse ca intensitate şi extindere : silicifiere şi adularizare.

★

CARACTERIZAREA GENERALĂ A FILONULUI NOU

O galerie transversală de explorare, pornită de la orizontul XII al Filonului Principal şi orientată spre contactul de sud al dyke-ului de andezit cu amfiboli şi piroxeni a interceptat Filonul Nou. Ulterior a fost deschis, pe o înălţime de circa 200 m, printr-o serie de galerii direcţionale. Pe această înălţime şi pe lungimile cunoscute la diverse orizonturi, filonul este localizat destul de frecvent în sedimentarul tortonian, precum şi pe contactul sedimentarului cu andezitul cu amfiboli şi piroxeni, în acoperiş; de la nivelul orizontului XIV în adîncime, locul andezitului este luat de riolite. De menţionat că rocile înconjurătoare, atît cele vulcanice, cît şi cele sedimentare, prezintă transformările hidrotermale amintite la consideraţiile geologice de ansamblu făcute anterior.

Direcţia noului filon este aproape est — vest, iar înclinarea în jurul a 70° spre nord (invers decît Filonul Principal).

Lungimea filonului este şi ea variabilă de la un orizont la altul, fiind cuprinsă între cîteva sute de metri pînă la peste 2 000 m. În ceea ce priveşte grosimea lui, ea variază în limite largi, între 0,2 şi 10 m (în zonele de ramificare), obişnuit de la 1 la 2 m. Raporturile dintre mineralizaţie şi rocile înconjurătoare sînt diferite, după natura acestora; pe cînd în cazul rocilor vulcanice trecerea de la filon la rocă este aproape netă, în cazul rocilor sedimentare, adeseori frămîntate la contact, mineralizaţia le invadează sub formă de vinişoare divers orientate şi pe distanţe scurte.

STUDIUL MINERALIZAŢIEI

Mineralizaţia din acest filon are un caracter complex, fiind constituită din minerale metalice, de obicei sulfuri, şi din minerale de gangă, mai puţin numeroase decît în Filonul Principal. Aceste minerale se asociază între ele, precum şi cu bucăţi din rocile înconjurătoare, producînd o suită de texturi dintre care amintim textura brecioasă, în geode, rubanată şi compactă. Ca în multe filoane cu mineralizaţie polimetalică, se întîlnesc, şi în Filonul Nou, texturi complexe rezultate din asocierea celor menţionate. Structura minereului este cuprinsă între micro- şi macrograunţoasă.

Observaţiile microscopice pun în evidenţă principalele minerale metalice şi de gangă, însă răspîndirea acestora este mult mai exact redată

de studiul microscopic. Blenda şi galena (uneori invers) sînt sulfurile importante în toate orizonturile (deasupra orizontului XIV) şi se prezintă bine cristalizate, urmate de calcopirită şi pirită în cuiburi şi ca filonaşe. Marcasita este subordonată, urmată de stibină în cuiburi — mai abundentă în orizontul XI şi sporadică în celelalte orizonturi; plumozitul este limitat la geode, iar realgarul şi auripigmentul apar subordonat sub forma unor cruste constituite din cristale mici. Ca minerale de gangă se observă cuarţ în cristale idiomorfe, pînă la 2 cm lungime, precum şi compact, apoi baritină în cristale sticloase, urmată de carbonaţi — calcit, dolomit — obişnuit în cruste şi mai rar cristale.

Studiul microscopic a pus în evidenţă următoarele minerale, prezentate în ordinea descrescîndă a abundenţei:

minerale metalice hipogene: pirită, blendă, galenă, calcopirită, mispichel, marcasită, stibină, bournonit, semseyit, jamesonit, tetraedrit, germanit, realgar şi auripigment, boulangerit şi plumozit; menţionăm lipsa totală a mineralelor de wolfram în zonele deschise ale Filonului Nou;

minerale metalice hipergene: marcasită, ceruzit, limonit, calcozină şi valentinit.

În tabelul nr. 1 este prezentată distribuţia cantitativă a acestor minerale, pe orizonturi. Se observă preponderenţa piritei pe ansamblul filonului, deşi macroscopic ea pare destul de dispersată, urmată de blendă

Tabelul nr. 1

Distribuţia mineralelor metalice în Filonul Nou–Baia Sprie, pe orizonturi

Nr. crt.	Mineralul	Oriz. X	Oriz. XI	Oriz. XII	Oriz. XIII
1	Pirită	× × × ×	× × × × ×	× × × ×	× × ×
2	Blendă	× × × × ×	× × ×	× × ×	× ×
3	Galenă	× ×	× × ×	× × ×	× ×
4	Calcopirită	× ×	× ×	× ×	×
5	Mispichel	× ×	× ×	×	× ×
6	Marcasită	× ×	× ×	×	× ×
7	Stibină	× ×	× ×	×	—
8	Bournonit	—	× ×	× ×	—
9	Tetraedrit	×	× ×	× ×	×
10	Germanit	×	× ×	× ×	×
11	Semseyit	×	×	×	—
12	Jamesonit	×	×	—	×
13	Realgar şi auripigment	—	×	—	×
14	Boulangerit	—	×	—	×
15	Plumozit	—	×	—	—
16	Ceruzit	—	×	—	—
17	Limonit	—	×	—	×
18	Valentinit	×	—	—	—
19	Calcozină	—	—	×	—

Legendă:

× × × × × predominant
× × × × mult
× × × puţin
× × foarte puţin
× sporadic
— lipsă

şi galenă, apoi de calcopirită. Mai sînt prezente, la toate orizonturile, mispichel, marcasită primară şi tetraedrit; ultimul este frecvent însoţit de germanit, semnalat pentru prima dată în acest zăcămînt. Celelalte minerale metalice au o repartiţie neomogenă, găsindu-se numai la anumite orizonturi.

MINERALE HIPOGENE

Pirita — FeS_2 — face parte dintre mineralele metalice cu cea mai mare răspîndire. Se găseşte frecvent ca grăunţi idiomorfi la allotriomorfi, uneori izolaţi, alteori în şiruri, de obicei strînşi în cuiburi, în ale căror rosturi pătrund minerale depuse ulterior — blendă, mai rar calcopirită şi galenă, uneori chiar marcasită în depuneri zonare şi cuarţ. Cîteodată, grăunţii de pirită se dispun în formă de „atol" (fig. 1), a cărui parte centrală este ocupată de minerale de gangă sau de tratraedrit. S-a mai observat existenţa unor grăunţi de pirită care conţin numeroase goluri microscopice, uneori grupate spre partea centrală a grăuntelui, umplute parţial cu sulfuri şi sulfosăruri, precum şi cu cuarţ. Acest fenomen a fost observat şi în galenă, cu ajutorul unei lupe binoculare. Se pune întrebarea dacă aceste goluri sînt formate o dată cu mineralul respectiv şi atunci ar putea fi considerate ca incluziuni sau sînt simple goluri de coroziune, rămase ca atare. Pirita descrisă mai sus ar reprezenta prima generaţie (I). A fost identificată şi o generaţie mai nouă de pirită (a II-a), care formează uneori filonaşe, asociate cu calcopirită, cu tetraedrit sau cu bournonit, ce străbat plaje de blendă I şi de galenă; alteori pirita II formează şiruri de grăunţi ce înconjoară blenda ca o dantelă, care se întinde şi în cuarţ. Această generaţie de pirită este puternic înlocuită — centripetal şi uneori şi centrifugal — de către sulfurile şi sulfosărurile mai noi. Mai menţionăm o varietate de pirită, răspîndită de obicei în bucăţile mici de roci sedimentare prinse în umplutura filoniană, puternic silicifiate şi avînd în jur un inel de cuarţ; această pirită îmbracă forme de grăunţi mici, sferici, grupaţi în „galaxii" sau ca filonaşe. Există şi grăunţi idiomorfi care, atacaţi cu HNO_3, arată o textură zonară cu intensităţi diferite de atac; este probabil o pirită de tipul melnicovit-pirit, singenetică cu roca sedimentară gazdă.

Blenda — ZnS — urmează cantitativ piritei, apărînd şi ea în mai multe generaţii. O primă generaţie (blenda I) se caracterizează prin abundenţa exsoluţiilor de calcopirită, punctiforme sau ca bare, orientate după 2—3 direcţii, răspîndite de obicei în toată masa şi rareori numai spre marginile plajei. Blenda I formează plaje mari cu margini franjurate, ce se asociază cu pirita de primă generaţie, pe care o înlocuieşte parţial. O altă generaţie de blendă, mai nouă (blenda II) şi cea mai abundentă, se deosebeşte de prima prin frecvenţa redusă a incluziunilor de calcopirită. Ea conturează şi înglobează grăunţi idiomorfi de cuarţ şi este adesea străbătută de filonaşe de calcopirită mai nouă, căreia i se adaugă uneori grăunţi de pirită II (fig. 4) şi de sulfosăruri — tetraedrit ± germanit şi bournonit ± semseyit (fig. 6) şi mai rar cuarţ sau carbonaţi. Această varietate de blendă este fragmentată în grăunţi aşchiaţi, cimentaţi cu cuarţ (fig. 6), urmat de carbonaţi depuşi mai tîrziu şi însoţiţi de

tetraedrit, insinuîndu-se pe contactul blendă-cuarţ sau blendă-calcopirită. Sulfura de zinc este frecvent înlocuită parţial de către galenă şi calcopirită, în care se mai observă şi relicte mici. În schimb, ea are o acţiune de înlocuire avansată asupra piritei sau cimentează aglomerările de grăunţi. O penultimă generaţie de blendă (blenda III) îmbracă forma de grăunţi foarte fini răspîndiţi într-un cuarţ microcristalin şi asociaţi cu granule mici de pirită (fig. 5.).

Blenda se mai asociază şi cu alte minerale, şi anume cu stibină (fig. 11), apoi cu mispichel şi în fine cu marcasita.

Este posibil să mai existe o generaţie de blendă (blenda IV), caracterizată prin asociaţia cu carboanţi şi avînd forma de grăunţi mici pe marginile cărora se găseşte boulangerit.

Galena — PbS — este subordonată cantitativ blendei şi îmbracă forme variate. Frecvent se prezintă în plaje pînă la 4—5 mm, substituind alte sulfuri, ca pirita şi blenda, din care păstrează însă relicte, şi mai puţin calcopirita şi cuarţul (fig. 7). De-a lungul planelor de clivaj se insinuează filonaşe de carbonaţi cu ceruzit în care se mai văd resturi de galenă, precum şi filonaşe de calcopirită mai nouă (fig. 9), care traversează şi blenda din apropiere. În plus se mai observă filonaşe de sulfosăruri — tetraedrit, jamesonit, bournonit ± semseyit — străbătînd plajele de galenă. Sulfura de plumb este substituită şi de boulangerit. Din aceste relaţii cu mineralele menţionate rezultă clar că galena este mineralul-gazdă preferat pentru sulfosăruri, deşi ele se mai depun şi în alte sulfuri — blendă şi calcopirită — însă în cantităţi reduse. Galena înlocuieşte şi cimentează agregatele de pirită, păstrînd în masa ei şi grăunţi de sulfură de fier. Ea înlocuieşte blenda adeseori orientat, depunîndu-se şi ca liziere fine pe marginea sulfurii de zinc, precum şi calcopirita. La rîndul ei este substituită de sulfosăruri. Observaţiile microscopice par a indica o singură generaţie de galenă, care apare între două generaţii de calcopirită. Amintim faptul că atît macroscopic, dar mai ales microscopic, se observă în galenă numeroase goluri rotunde, care dau impresia unor incluziuni în care se găsesc uneori minerale de gangă (carbonaţi).

Calcopirita — $CuFeS_2$ — este mult subordonată cantitativ sulfurilor descrise şi formează exsoluţii frecvente în blenda I şi mai puţin în blenda II, apoi filonaşe ce străbat mineralele depuse anterior şi, în fine, plaje de forme şi dimensiuni variate.

Calcopirita de prima generaţie (calcopirita I) apare obişnuit ca plaje ce îmbăiază grăunţi idiomorfi de cuarţ, înconjură şi înglobează grăunţi allotriomorfi de pirită (fig. 1) sau este parţial substituită de galenă, în care se mai păstrează ca resturi. În calcopirita de la orizontul XI şi mai puţin cea de la orizonturile X şi XII apare şi asociaţia tetraedrit-germanit (fig. 13 şi 14). Calcopirita este străbătută de filonaşe de tetraedrit, întrerupt uneori de bournonit sau de alte sulfosăruri. Din relaţiile calcopiritei cu celelalte sulfuri rezultă că ea substituie generaţiile mai vechi de pirită şi, într-o măsură redusă, blenda, fiind înlocuită la rîndul ei de galenă şi de sulfosăruri.

O generaţie de calcopirită mai nouă (calcopirită II) formează, singură (fig. 9) sau însoţită de sulfosăruri (jamesonit), filonaşe ce străbat atît blenda, cît şi galena după direcţii cristalografice, fiind întreruptă din loc

în loc de grăunţi alungiţi de pirită II şi de bournonit. Demnă de menţionat este prezenţa, în general rară, a unei asociaţii strînsă de calcopirită cu plumozit, în care ultimul mineral apare ca ace fine, divers orientate (fig. 8).

Studiul microscopic arată deci prezenţa a două generaţii de calcopirită, una depusă înaintea galenei şi a doua ulterior acesteia, fapt confirmat şi prin observaţiile macroscopice.

Mispichelul — FeAsS — este destul de frecvent în toate orizonturile. Se prezintă în grăunţi idiomorfi, mici, izolaţi sau grupaţi şi răspîndiţi atît în cuarţ sau în carbonaţi, cît şi în rocă, sau asociaţi cu pirita de primă generaţie, pe care o înlocuieşte uneori, precum şi cu marcasită fin granulară. Este prima generaţie de mispichel.

Mai apare ca grăunţi hipidiomorfi depuşi pe baghete de marcasită, apoi în cuarţ, la contactul cu stibina şi cu pirita (fig. 10). Considerăm că această varietate de mispichel reprezintă a doua generaţie, depusă după marcasită.

Marcasita — FeS_2 — apare, în cea mai mare parte, ca mineral hipogen (primar), sub formă de grăunţi hipidiomorfi şi allotriomorfi, răspîndiţi în cuarţ, izolaţi sau grupaţi în cuiburi, asociaţi atît cu pirită I, pe care o corodează sau o cimentează, cît şi cu mispichel I. În plus, marcasita îmbracă şi formă de baghete, singure sau grupate în fascicule divers orientate, servind ca suport pentru grăunţii hipidiomorfi de mispichel (fig. 10), cărora li se asociază blenda IV.

Stibina — Sb_2S_3 — are o distribuţie limitată, formînd agregate radiare. Este asociată cu baritina sau cu cuarţul. Pe marginea plajelor de stibină s-a observat un mineral secundar, care păstrează forma iniţială a acelor de stibină, dar, după proprietăţile prezentate, este probabil un oxid de stibiu — valentinit (Sb_2O_3) (fig. 12).

Bournonitul — $CuPbSbS_3$ — se găseşte în cantităţi microscopice, depus de obicei pe marginile plajelor de galenă, asociat cu celelalte sulfosăruri (jamesonit, semseyit). Uneori formează şi filonaşe în calcopirită şi în blendă (fig. 6).

Tetraedritul — $(Cu,Fe,Zn,Ag,)_{12}$ $(Sb,As)_4S_{13}$ — apare frecvent, însă în cantităţi mici, în toate sulfurile, de obicei ca granule aşezate pe marginea plajelor de blendă, de calcopirită, sau inclus în galenă. Mai frecvent este întîlnit ca filonaşe ce străbat în toate sensurile sulfura gazdă. Cîteodată este asociat cu calcopirita şi împreună cimentează grăunţii de pirită dispuşi în cuiburi. Adesea se insinuează pe contactul calcopirită-cuarţ sau pe contactul blendă — cuarţ, depunîndu-se ca o lizieră fină pe marginea sulfurii de zinc. O generaţie mai nouă de tetraedrit este aceea depusă odată cu carbonaţii, şi anume pe contactul acestora cu cuarţul. Tetraedritul este mai frecvent mai ales la orizontul XI, singur sau asociat cu germanit.

Germanitul — Cu_3 $(Ge,Fe,)$ S_4 — este întotdeauna strîns asociat cu tetraedritul, formînd împreună granule cu dispoziţie uneori zonară. Apare mai frecvent în orizontul XI şi subordonat în orizonturile X şi XII. Asociaţia tetraedrit-germanit formează granule şi filonaşe (0,04—0,1 mm) incluse în plajele de calcopirită (fig. 13) sau pe contactele calcopirită-blendă sau calcopirită-gangă (fig. 13 şi 14). Această asociaţie este întîlnită sporadic

şi în blendă, în filonaşe de grosimi diferite. Uneori, germanitul însăşi prezintă o structură zonară (fig. 14), care indică o depunere din soluţii de temperatură destul de scăzută, cu caracter aproape coloidal.

Semseyitul — $Pb_9Sb_8S_{21}$ — însoţeşte de cele mai multe ori bournonitul, de care se deosebeşte prin anizotropie puternică şi habitusul cristalelor (baghete de diverse mărimi). Uneori această sulfosare însoţeşte filonaşele de calcopirită mai nouă, care pătrunde în galenă.

Jamesonitul — $Pb_4FeSb_5S_{14}$ — este puţin răspîndit şi însoţeşte atît semseyitul, cît şi bournonitul, localizat în galenă.

Realgarul — AsS — şi *auripigmentul* — As_2S_3 — apar ca granule şi reţele de filonaşe, localizate în golurile din rocile înconjurate, ori pe fisurile din cuarţ, sau pe marginea plajelor de blendă.

Boulangeritul — $Pb_5Sb_4S_{11}$ — formează agregate de cristale aciculare de culoare cenuşiu deschis cu nuanţă albăstruie, puternic anizotrop. Este asociat foarte frecvent cu galena, în care se găseşte inclus, sau apare pe marginea ei, în strînsă asociere cu carbonaţii.

Plumozitul prezintă obişnuitul habitus fin acicular şi a fost întîlnit sporadic inclus în sulfuri — calcopirită şi galenă — (fig. 8), în sulfosăruri şi în cuarţ.

MINERALE HIPERGENE

Marcasita — FeS_2 — hipergenă are un mod complet diferit de prezentare, şi anume în depuneri ritmice, colomorfe şi în filonaşe localizate mai ales în golurile agregatelor de pirită.

Ceruzitul — $PbCO_3$ — are o răspîndire cu totul restrînsă şi este localizat de-a lungul planelor de clivaj sau pe contactul galenei cu carbonaţii. Conţine grăunţi foarte fini de galenă — resturi —, mărturie a modului de formare.

Limonitul — $Fe_2O_3.nH_2O$ — s-a format pe seama sulfurilor de fier — pirită şi calcopirită — cu care apare de obicei asociat. A mai fost observat în asociaţie cu valentinitul (fig. 12).

Valentinitul — Sb_2O_3 — a fost observat atît macroscopic, cît şi microscopic, asociat strîns cu stibina. Are culoare brun deschis şi păstrează habitusul iniţial al cristalelor aciculare de stibină (pseudomorfoză), pe contul căreia s-a format (fig. 12). Între nicoli încrucişaţi prezintă reflexe interne galben-portocalii.

Calcozina — Cu_2S — a fost observată cu totul sporadic, pe marginea unei plaje de calcopirită, la contactul cu cuarţul.

MINERALE DE GANGĂ

Mineralele de gangă însoţesc mineralele metalice şi au o răspîndire variabilă, devenind uneori preponderente în umplutura filoniană. Sînt reprezentate prin :

Cuarţ de mai multe generaţii, prezentîndu-se în diverse moduri : microgrăunţos şi macrogrăunţos, incolor sau alb lăptos, cenuşiu şi, foarte

rar, roşcat sau brun. Se prezintă sub formă de filonaşe foarte fine (0,5 mm), benzi în care grăunţii sînt îndinţaţi, cuiburi, creste, precum şi cristale idiomorfe, bine formate, în geode. Varietatea în cristale este de obicei asociată cu sulfurile mai noi şi cu sulfosărurile din geode.

Carbonaţii sînt reprezentanţi prin calcit, care formează cuiburi asociate cu cuarţ şi cu sulfuri, apoi prin siderit, ankerit şi dolomit, în general ca grăunţi foarte fini depuşi pe cristalele de cuarţ şi de sulfuri din geode.

Baritina — $BaSO_4$ — are o răspîndire însemnată, mai ales în geode, fiind depusă spre sfîrşitul procesului de mineralizare, contemporană cu stibina şi cu sulfurile din ultimele generaţii.

În fragmentele de roci prinse în umplutura filonului au fost puse în evidenţă minerale, ca : adular, clorit, feldspaţi alteraţi, caolinit, epidot etc.

STUDIUL GEOCHIMIC

1. ANALIZA DISTRIBUŢIEI ELEMENTELOR MAJORE

Elementele majore principale din Filonul Nou, importante de altfel şi economic, sînt : Pb, Zn şi Cu ; distribuţia lor a fost urmărită prin curbe statistice (histograme) de repartiţie a conţinuturilor pentru fiecare element, atît la nivelul fiecărui orizont, cît şi pentru întregul filon.

Pentru a stabili cît mai corect legea de distribuţie s-au constituit, pentru fiecare element, cîte două curbe : una de repartiţie a conţinuturilor, iar alta de repartiţie a logaritmilor conţinuturilor ; cea din urmă prezintă marele avantaj că detaliază intervalele cu conţinuturi mici, destul de frecvente.

În plus s-a mai făcut şi o reprezentare a variaţiei conţinutului în Pb, Zn şi Cu pe adîncimea cunoscută. În acest scop au fost calculate mediile aritmetice la nivelul fiecărui orizont şi, în paralel, mediile statistice.

Conţinuturile în Pb, Zn şi Cu — puse la dispoziţie de E.M. Baia Sprie — au fost obţinute prin analiza chimică a probelor colectate sistematic din 3 în 3 m.

În continuare se va prezenta repartiţia fiecărui element, atît pe orizonturi, cît şi pe întregul filon.

*

Considerînd, în ansamblu, histogramele distribuţiei elementelor majore (Pb, Zn, Cu) pentru Filonul Nou, se desprind cîteva observaţii :

Plumbul (fig. 15 a şi b) şi zincul (fig. 16 a şi b) sînt repartizate la toate orizonturile, ca şi în curba cumulativă pe întregul filon (fig. 18 a şi b), după legile lognormale. Excepţie face, pentru ambele elemente, orizontul XIII, unde curbele bimaximale semnalează alternanţe de zone bogate şi sărace.

Ambele elemente prezintă o tendinţă clară de scădere a conţinutului spre adîncime şi o asemănare de comportare geochimică.

Distribuţia cuprului — de altfel subordonat cantitativ — are un caracter geochimic diferit de al plumbului şi zincului (fig. 17 a şi b şi 18

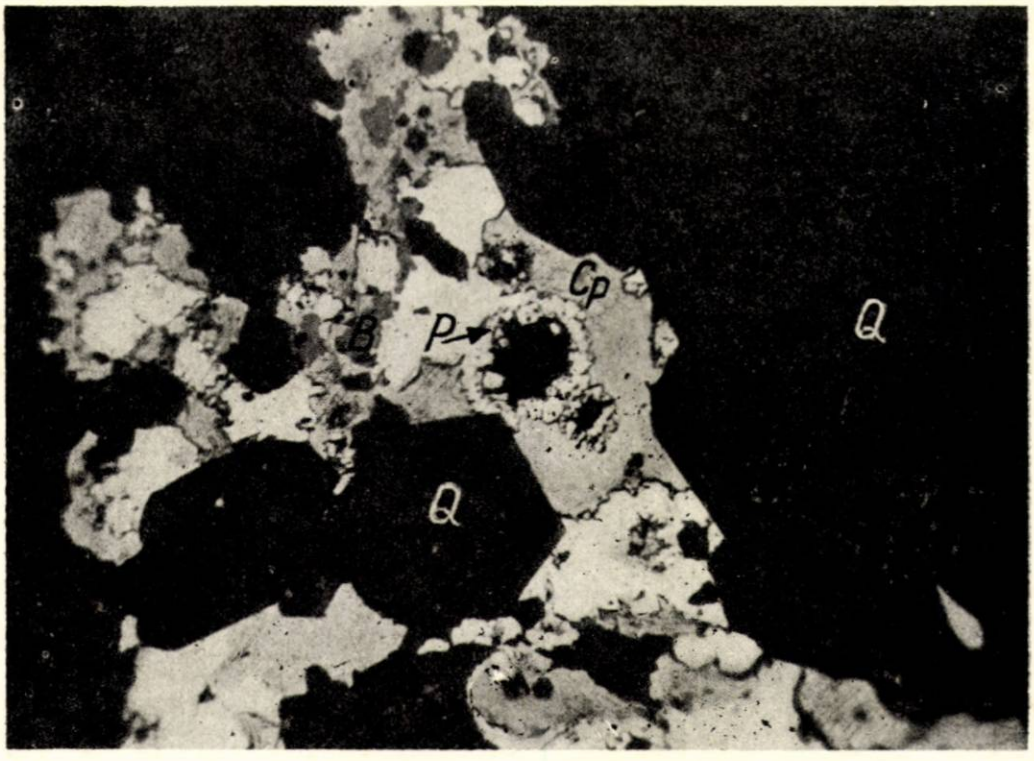


Fig. 1. — Rețea de sulfuri formată din calcopirită (Cp) conținînd „atoli" de pirită (P) și incluziuni de blendă (B), care pătrunde printre granule de cuarț (Q). Mărire 80 x.

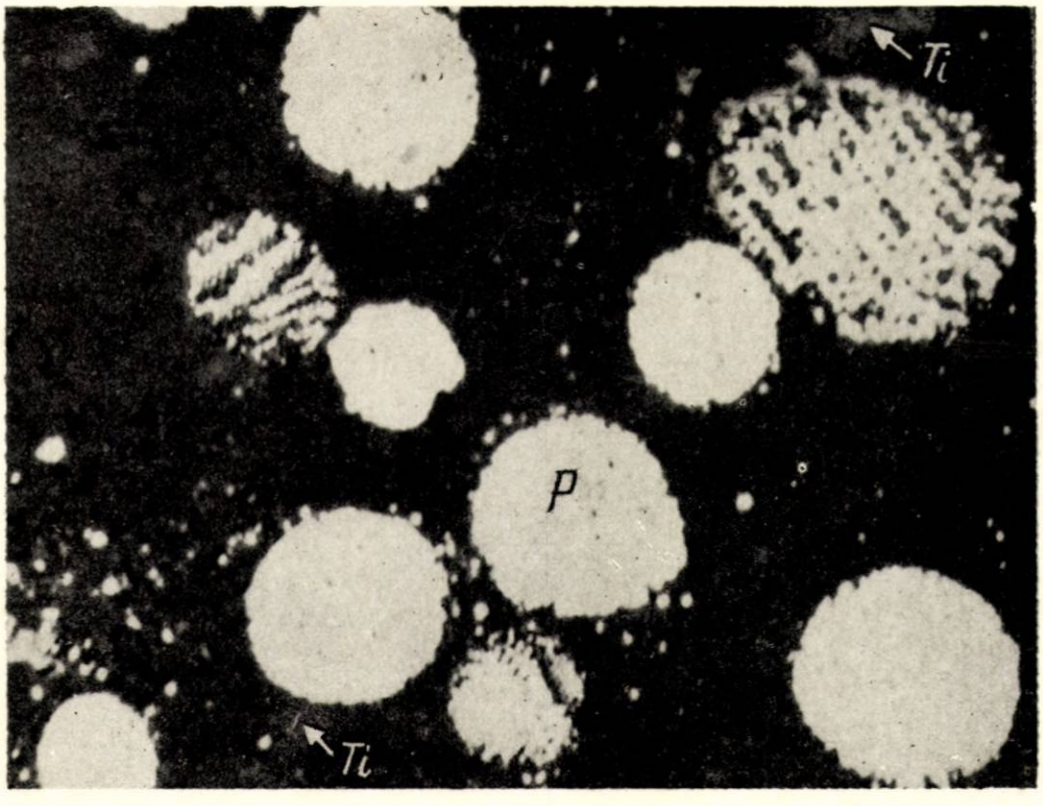


Fig. 2. — Pirită (P) în glomerule, a cărei structură intimă apare evidentă la mărire puternică. Ti = minerale de titan. Mărire 800 x,

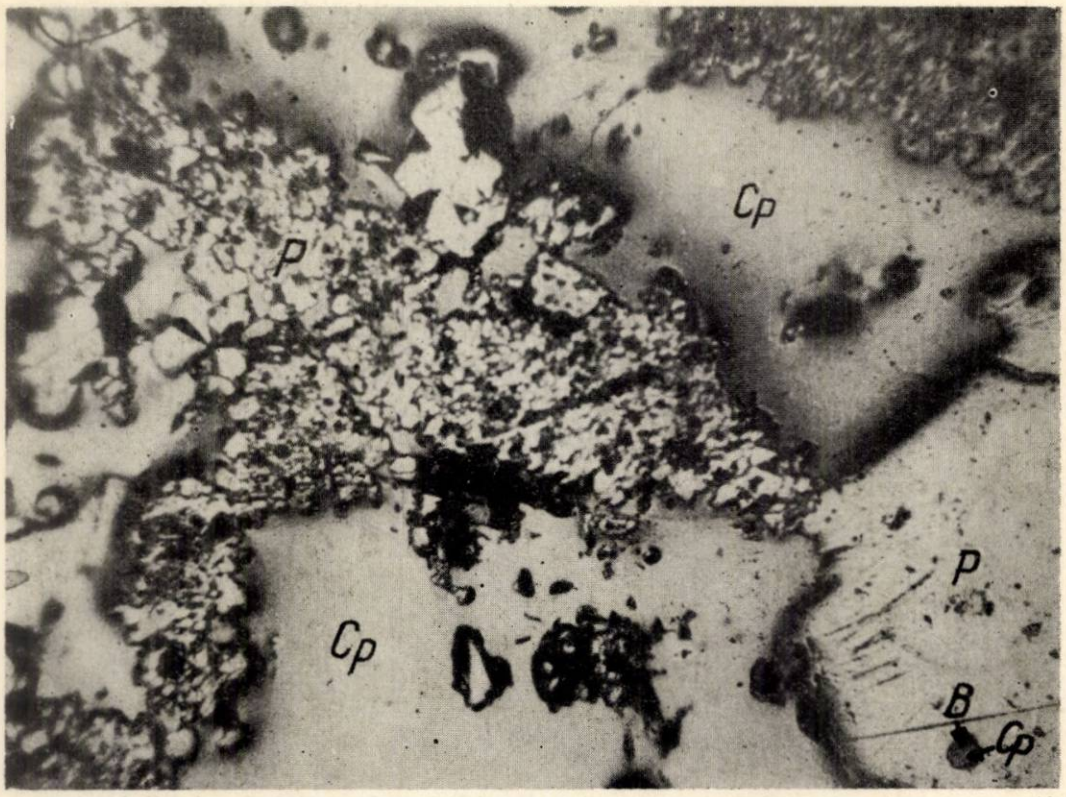


Fig. 3. — Pirita (P) puternic fragmentată, străbătută şi parţial corodată de calcopirită (Cp). În dreapta jos apare un grăunte de pirită compactă cuprinzînd o incluziune biminerală — calcopirită (Cp) şi blendă (B). Mărire 200 ×.

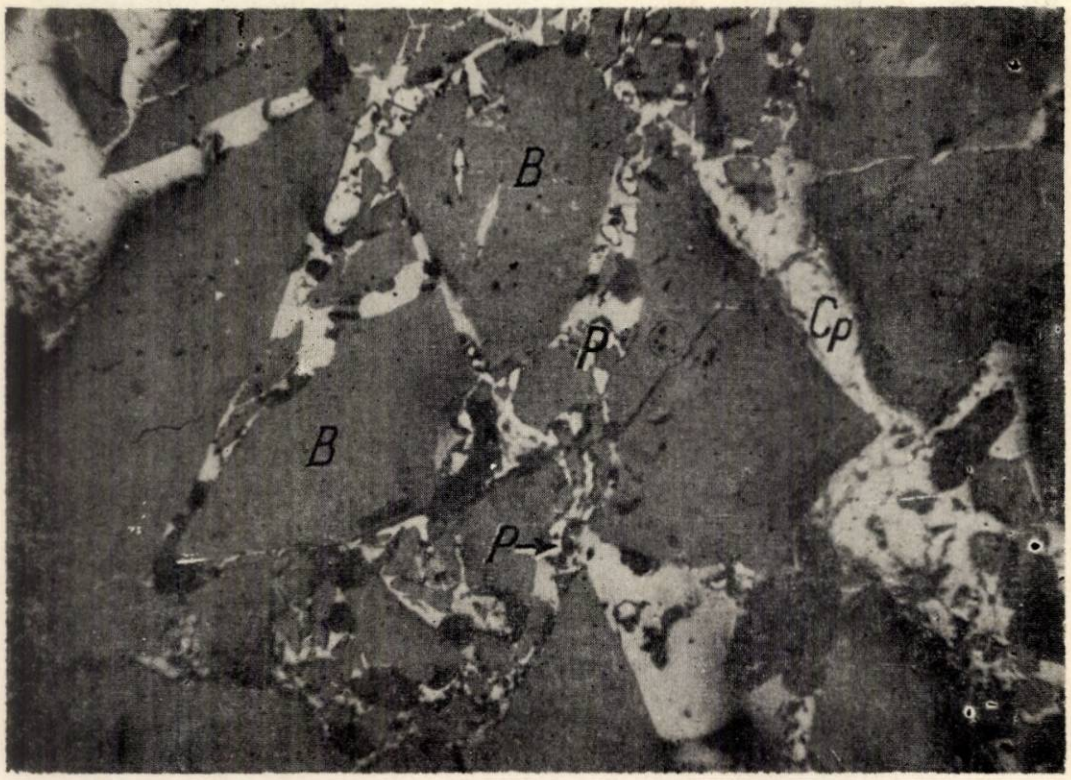


Fig. 4. — Blendă I (B) străbătută de o reţea de calcopirită (Cp) şi pirită (P), ambele de generaţia a II-a. Mărire 80 ×.

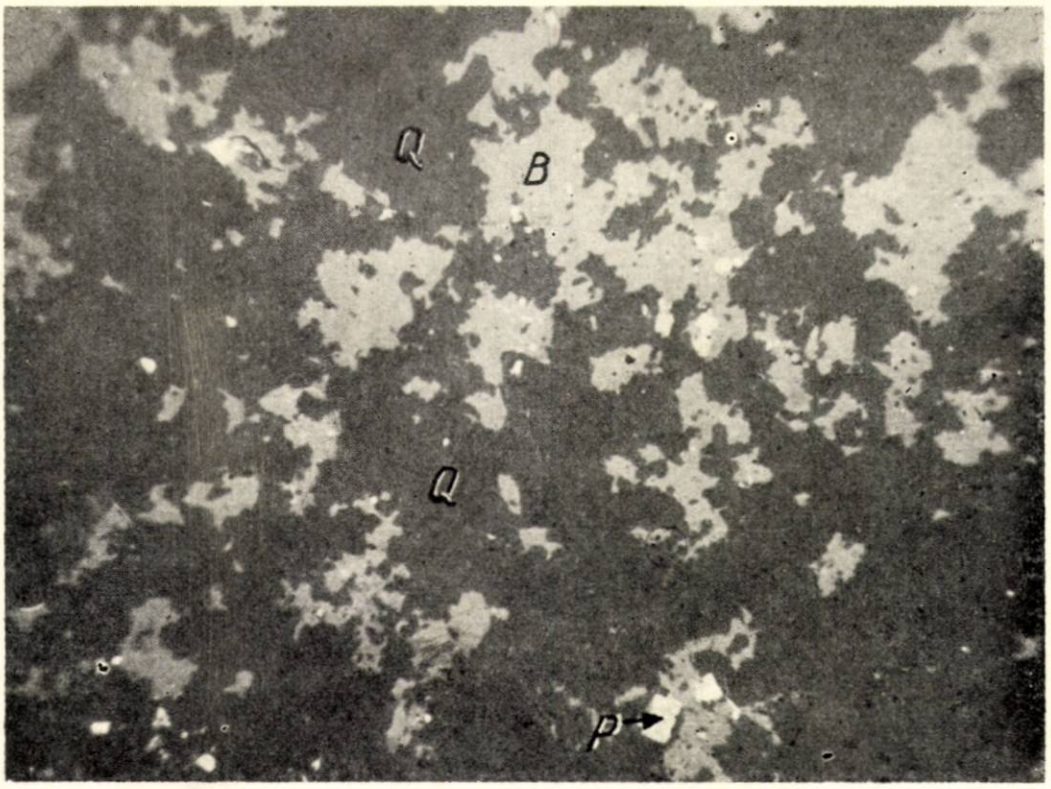


Fig. 5. — Granule fine de blendă II (B) cu contururi neregulate și puțină pirită I (P), în cuarț (Q). Mărire 150 ×.

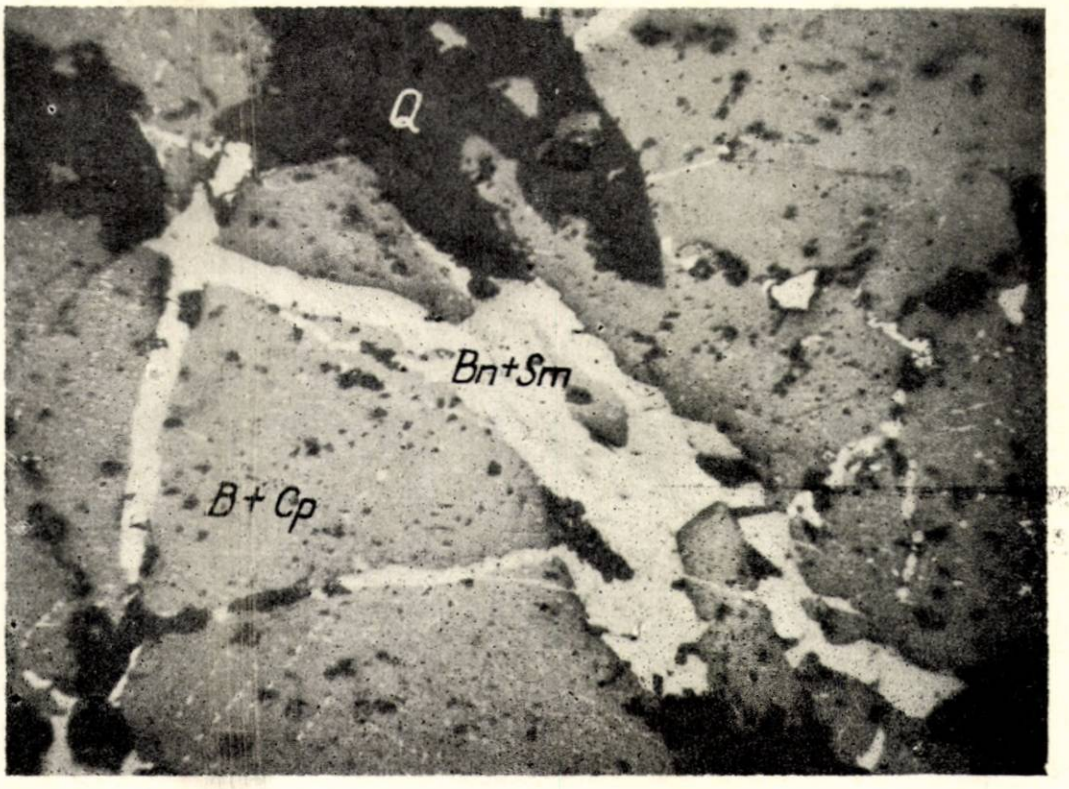


Fig. 6. — Blendă I (B) cu exsoluții de calcopirită (Cp) străbătută de bournonit cu semseyit (Bn + Sm) și cuarț (Q). Mărire 100 ×.

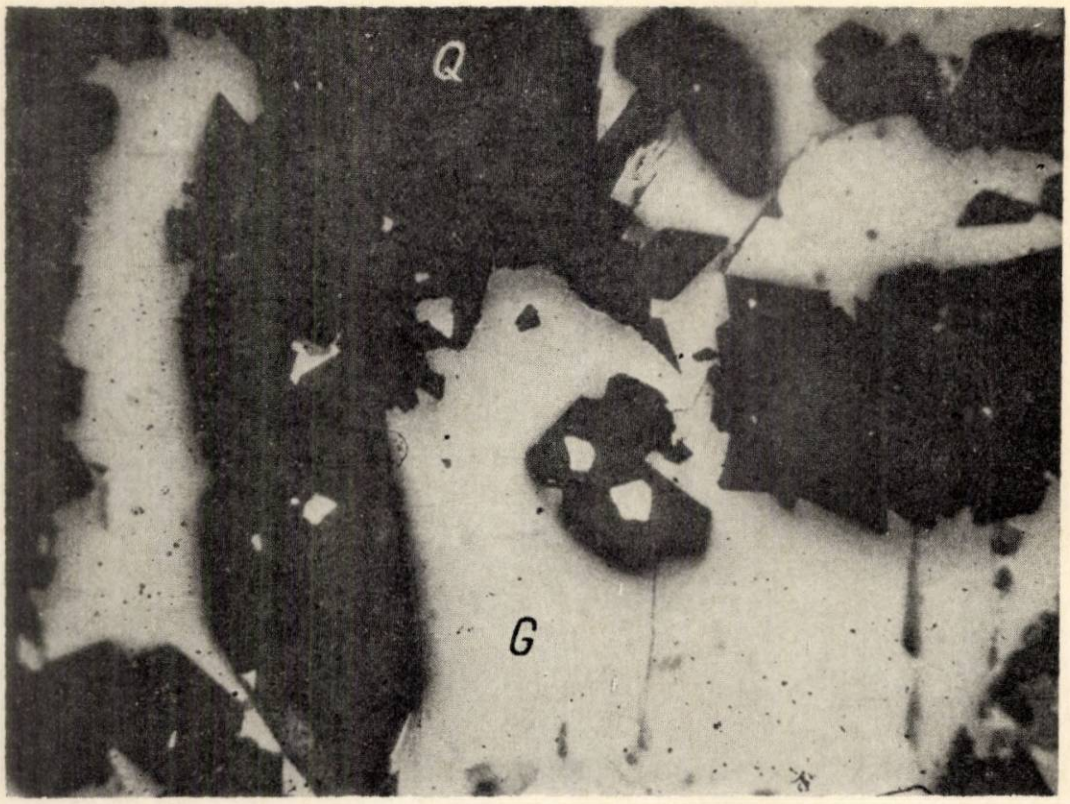


Fig. 7. — Galena (G) pătrunde printre granule idiomorfe de cuarţ (Q). Mărire 80 x.

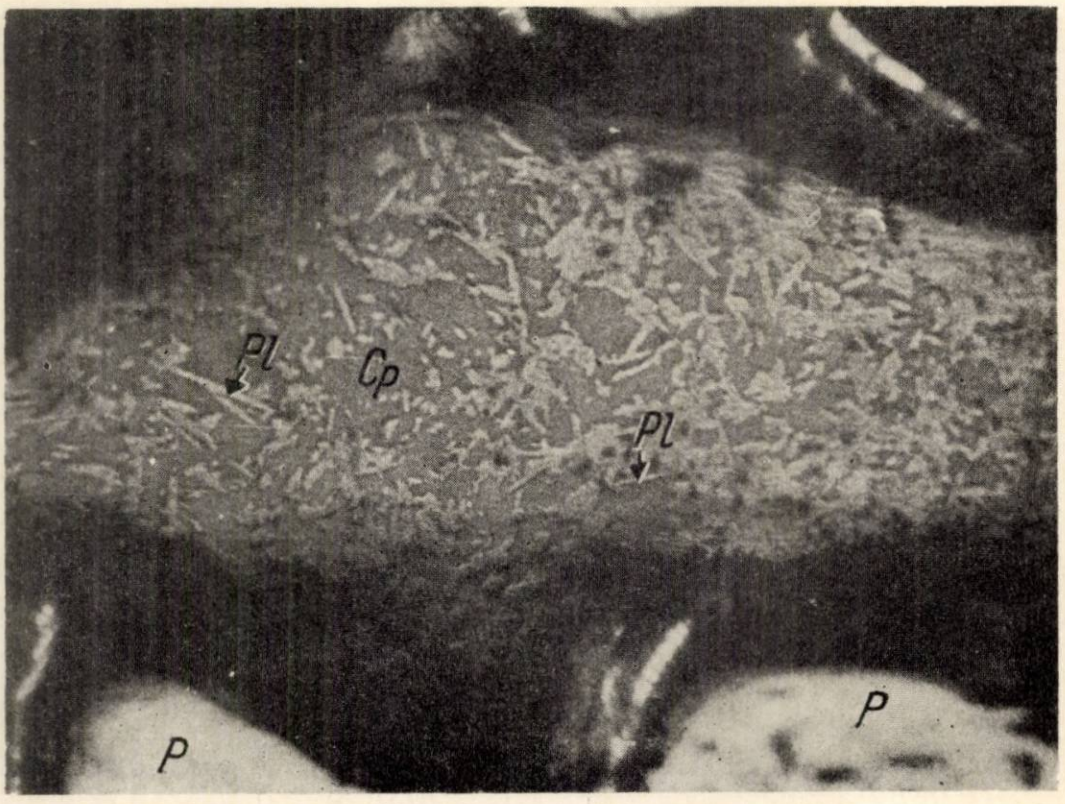


Fig 8. — Calcopirită (Cp) cu ace fine de plumozit (Pl). P = pirită. Mărire 500 x. Imersie în ulei.

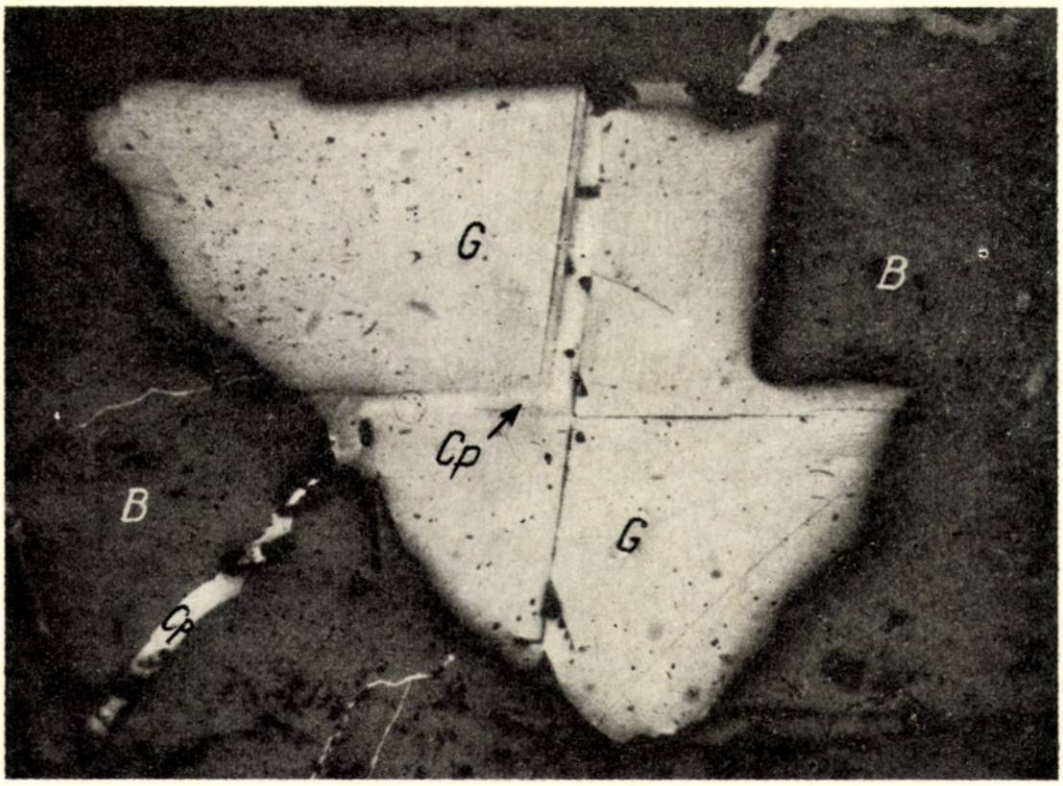


Fig. 9. — Filonaș de calcopirită II (Cp) străbate orientat galena (G) și apoi blenda I (B). Mărire 80 x. Imersie în ulei.

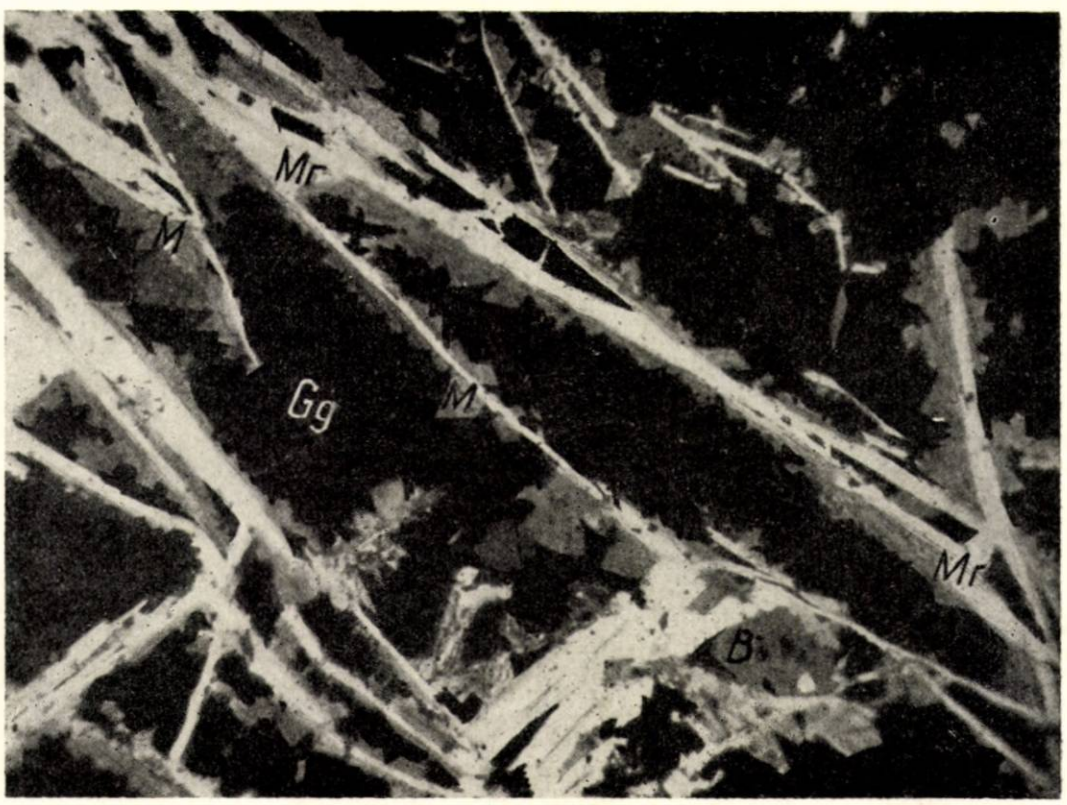


Fig. 10. — Granule de mispichel II (M) parțial atacate și grăunți de blendă IV (B) înșirați de-a lungul unor baghete de marcasită (Mr.) Gg = gangă. Mărire 100 x. Atac slab cu HNO_3.

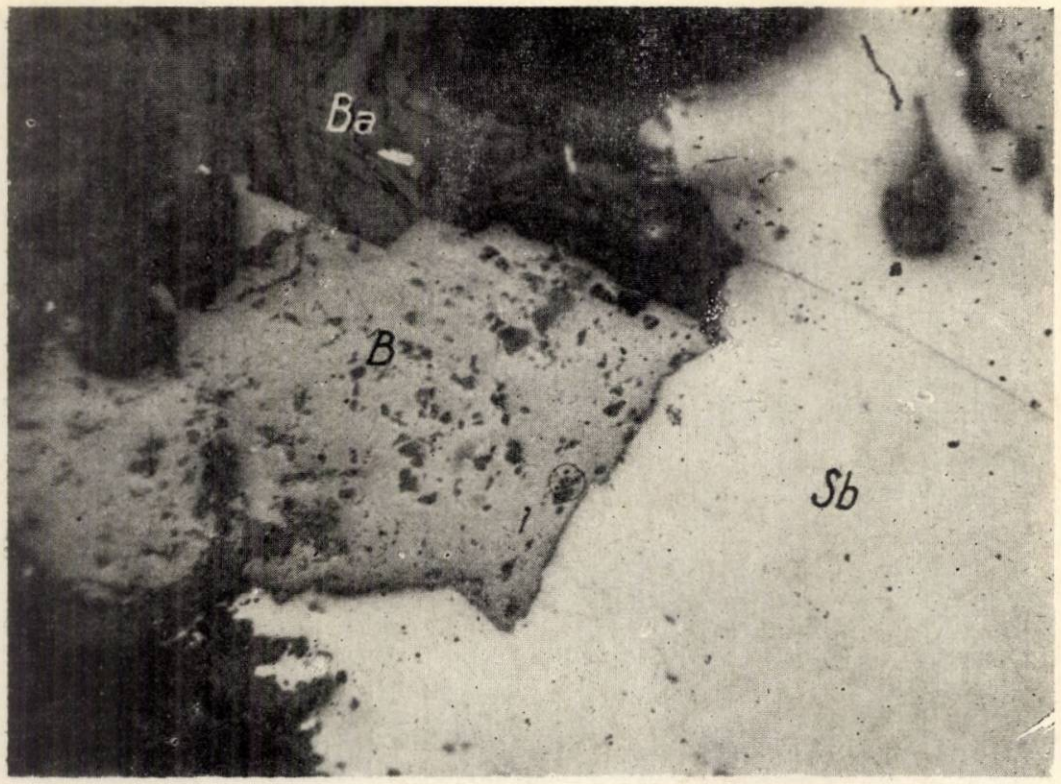


Fig. 11. — Blendă (B) înlocuită de stibină (Sb) și gangă de baritină (Ba). Mărirea 80 ×.

Fig. 12. — Stibină (Sb) asociată cu minerale secundare reprezentate prin valentinit (V) și limonit (L). Mărire 150 ×.

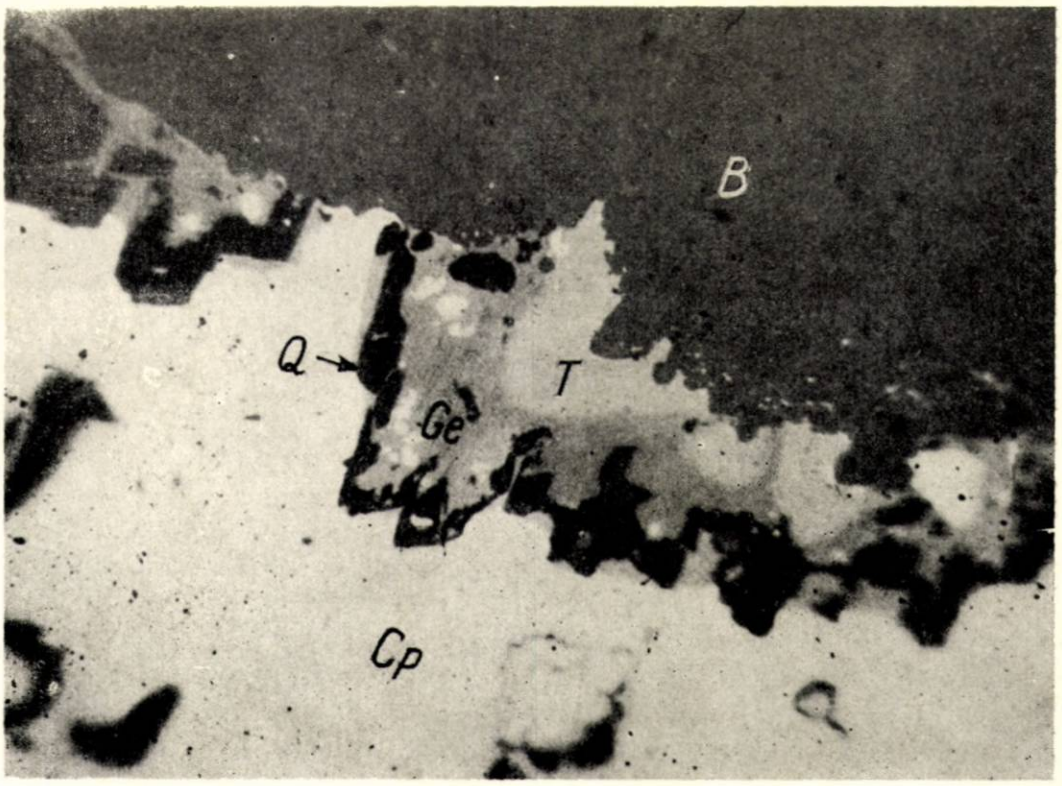


Fig. 13. — Concreștere de germanit (Ge) cu tetraedrit (T) asociată cu cuarț (Q), care pătrunde de obicei pe contactul dintre blendă (B) și calcopirită (Cp). Mărire 300 ×. Imersie în ulei.

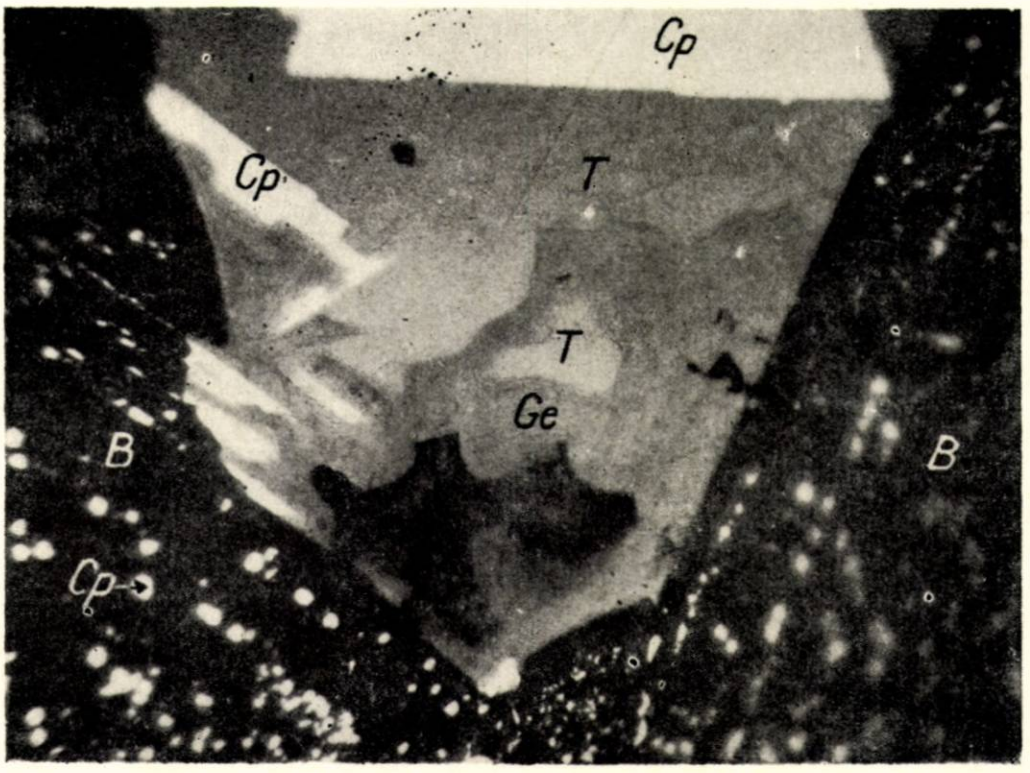


Fig. 14. — Concreșteri zonare de germanit (Ge) strîns asociate cu tetraedrit (T) și cu calcopirită (Cp), la limita cu blenda (B) în care se observă exsoluții de calcopirită. Mărire 1 000 ×. Imersie în ulei.

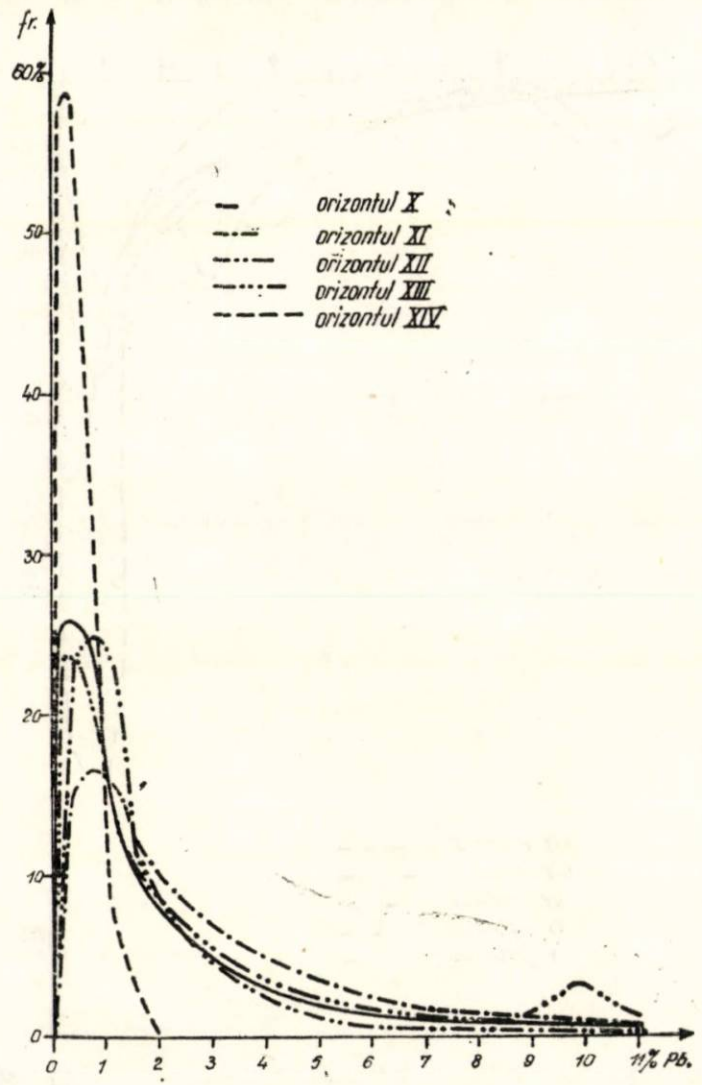


Fig. 15 a. — Distribuția conținuturilor în plumb pe orizonturi.

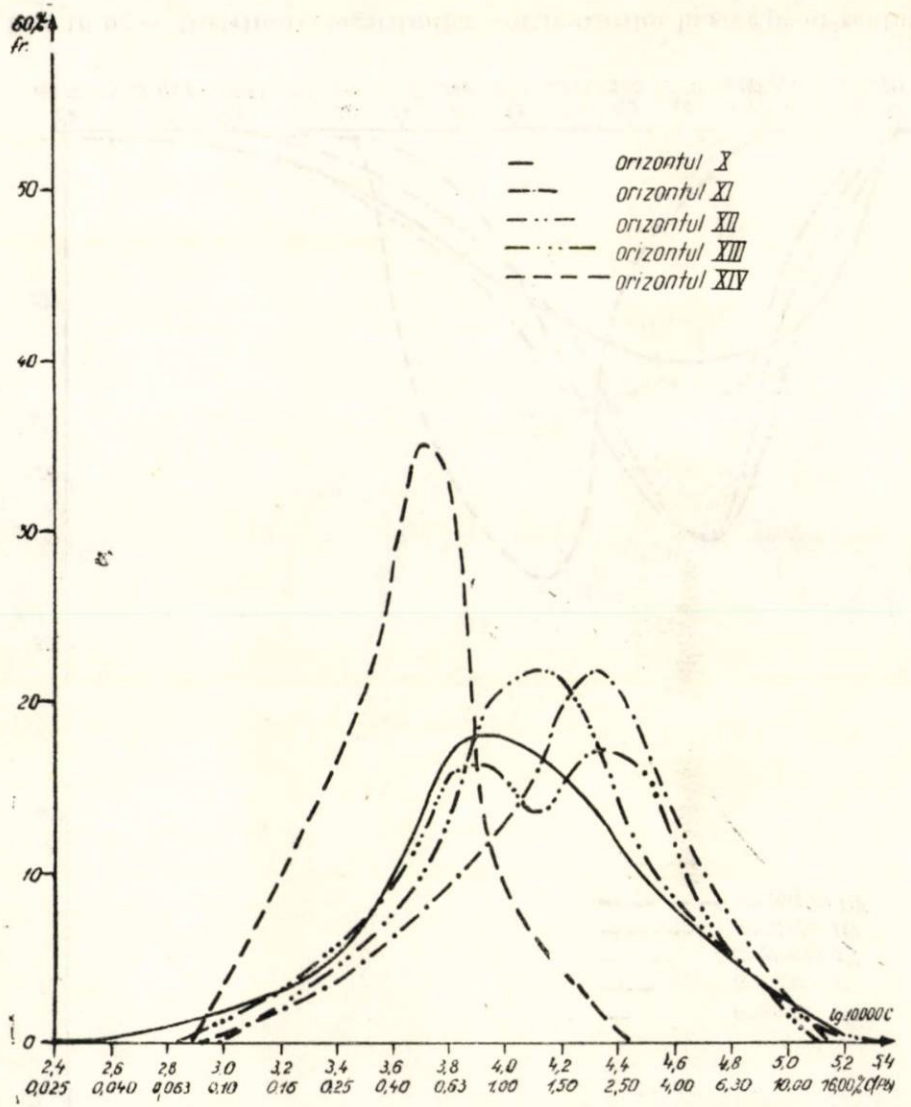


Fig. 15 b. — Distribuția logaritmilor conținuturilor în plumb pe orizonturi.

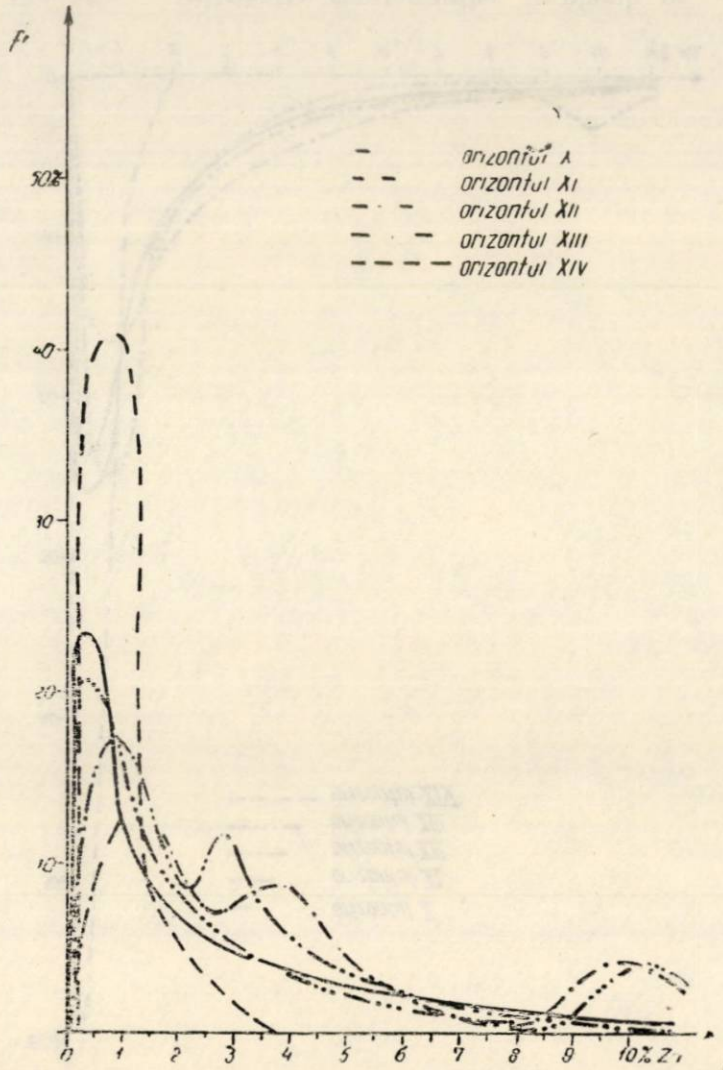


Fig. 16 a — Distribuţia conţinuturilor în zinc pe orizonturi.

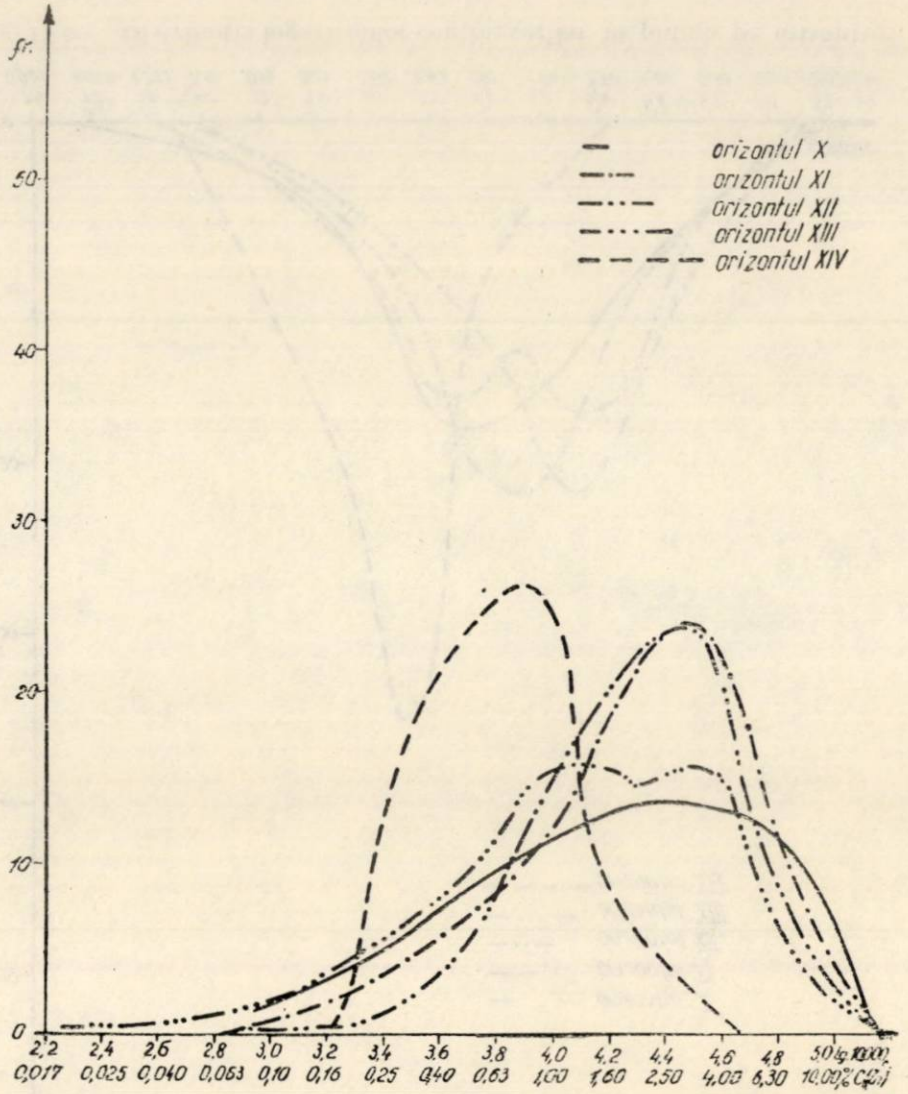


Fig. 16 b. — Distribuţia logaritmilor conţinuturilor în zinc pe orizonturi

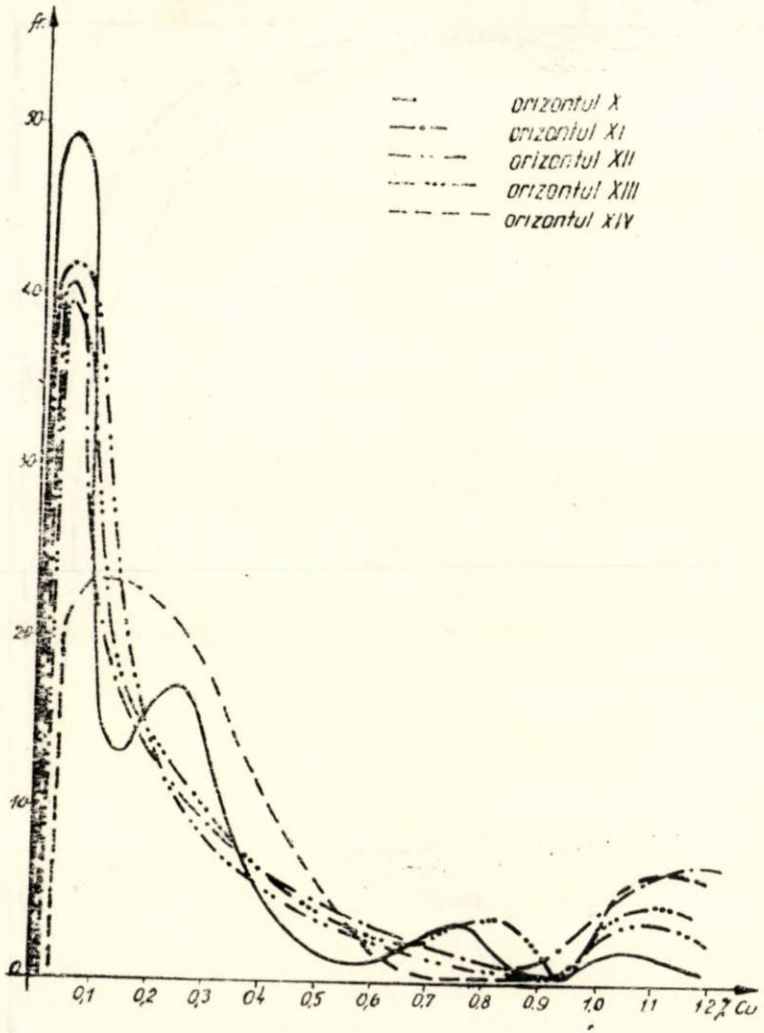


Fig. 17 a. — Distribuția conținuturilor în cupru pe orizonturi.

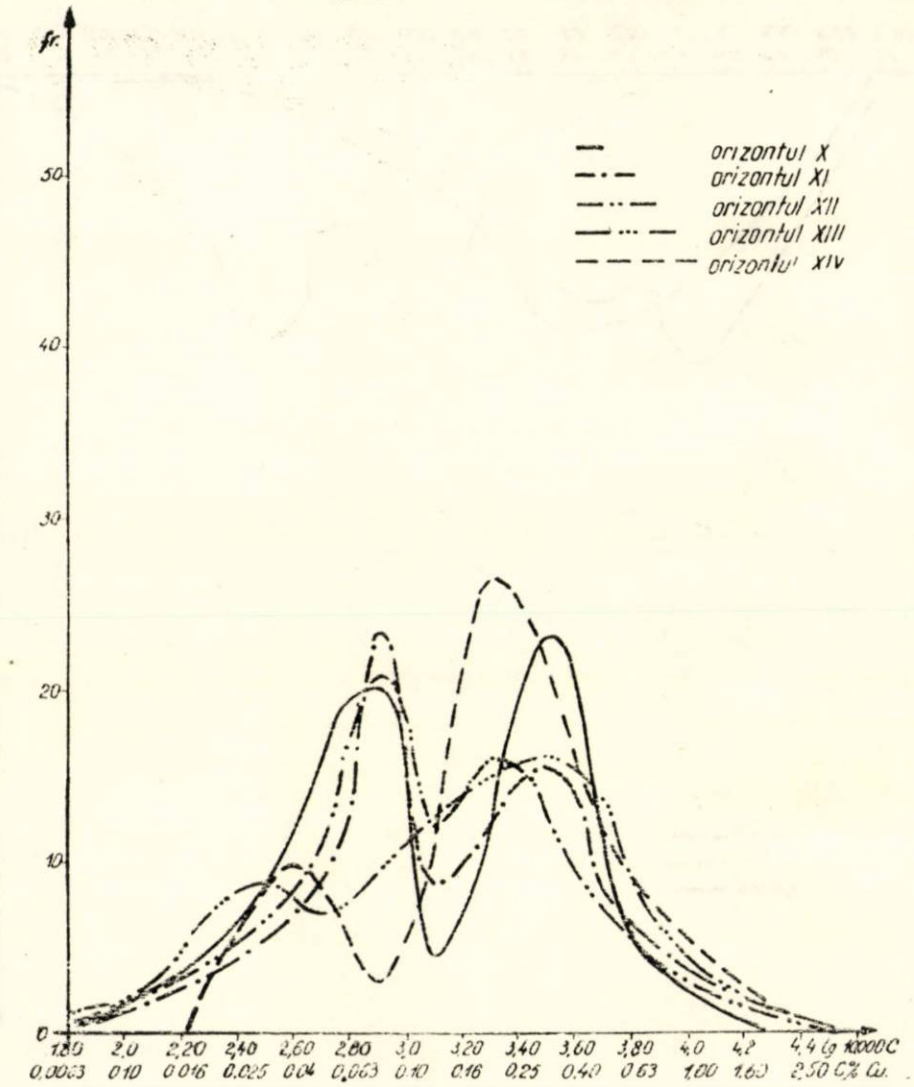


Fig. 17 b. — Distribuția logaritmilor conținuturilor în cupru pe orizonturi.

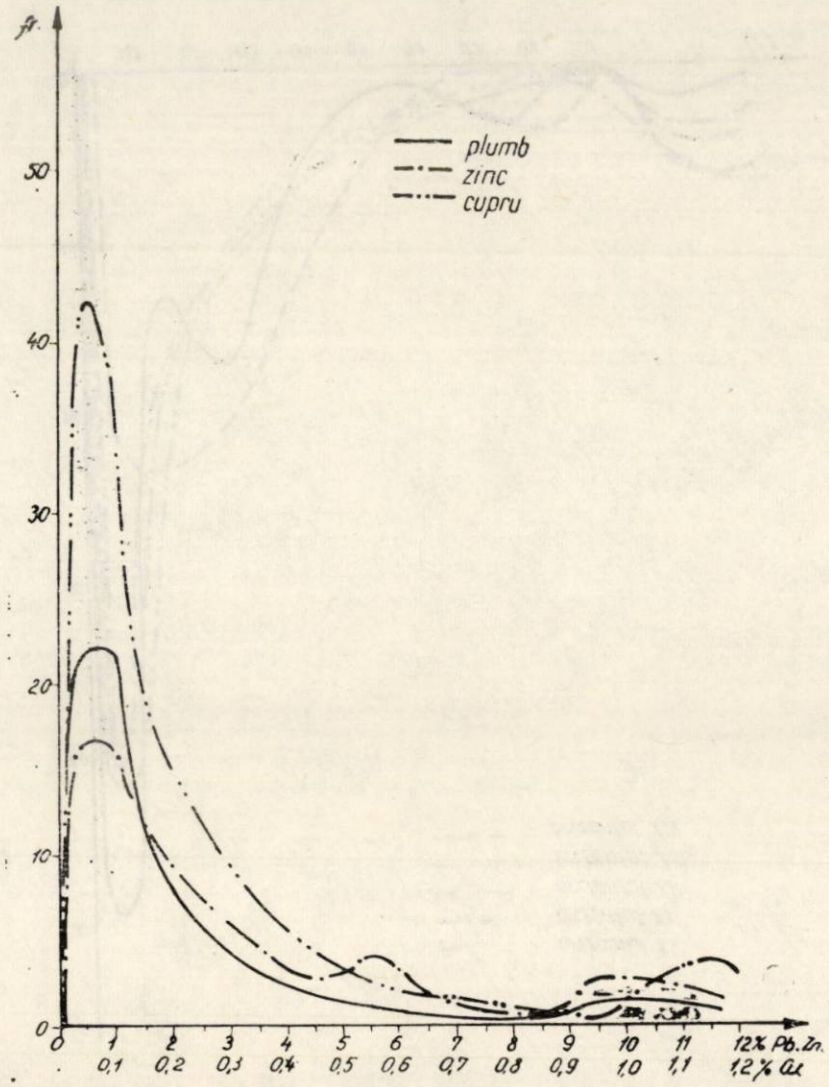


Fig. 18 a. — Distribuţia conţinuturilor în plumb, zinc şi cupru.

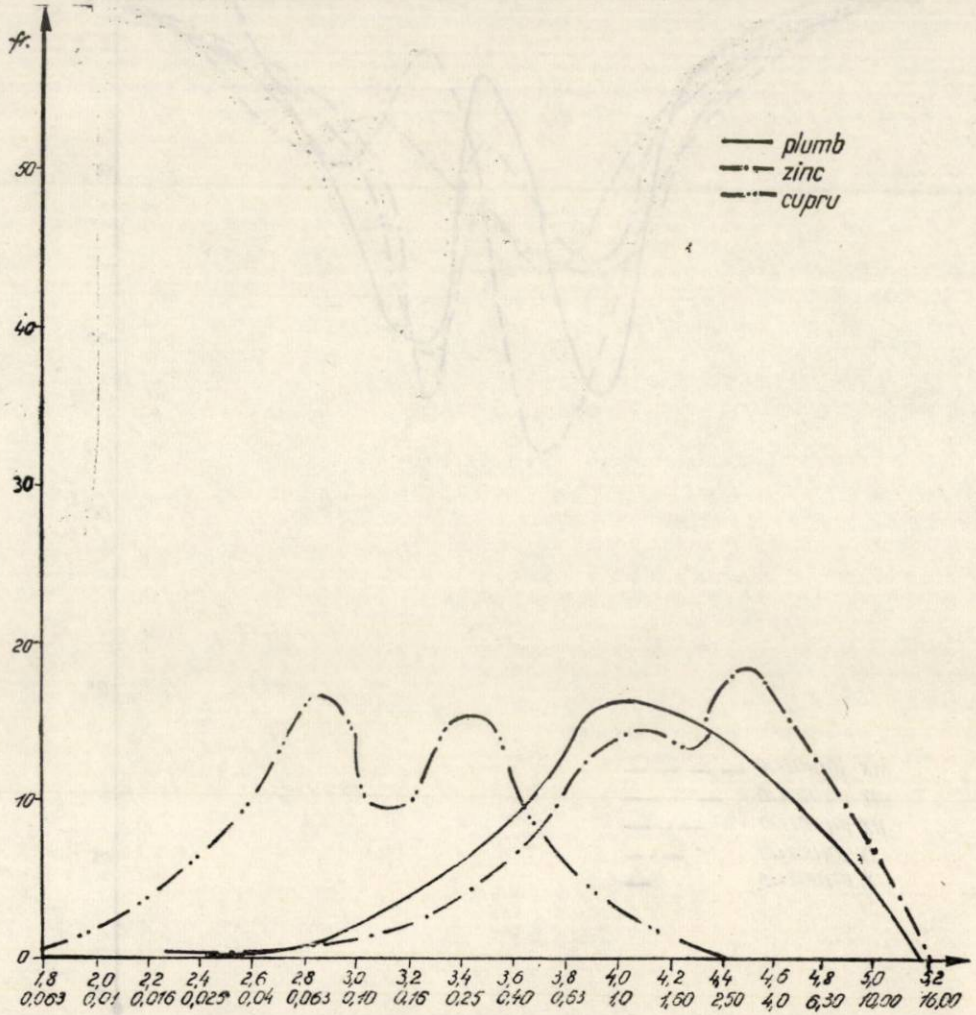


Fig. 18 b. — Distribuţia logaritmilor conţinuturilor în plumb, zinc şi cupru.

a şi b). Legea de distribuţie nu mai este cea lognormală, curbele caracterizîndu-se prin prezenţa a două zone maximale.

Tot în contrast cu plumbul şi zincul, cuprul prezintă o tendinţă de îmbogăţire spre adîncime, fără a atinge însă valori importante.

Toate elementele au, la orizontul XIII, curbe reprezentative mai deosebite faţă de celelalte orizonturi, ceea ce dovedeşte că la acest nivel al filonului au avut loc anumite perturbări în depunerea din soluţiile hidrotermale.

Comportarea antagonistă a cuprului faţă de plumb şi zinc, constatată în acest filon, este de altfel una din caracteristicile distribuţiei elementelor în zăcămintele hidrotermale de Pb, Zn şi Cu. În plus, se poate afirma că în stadiul actual de cunoaştere a orizontului XIV, ca şi din comportarea generală a elementelor spre adîncime, perspectivele economice ale Filonului Nou par a fi limitate pe înclinare.

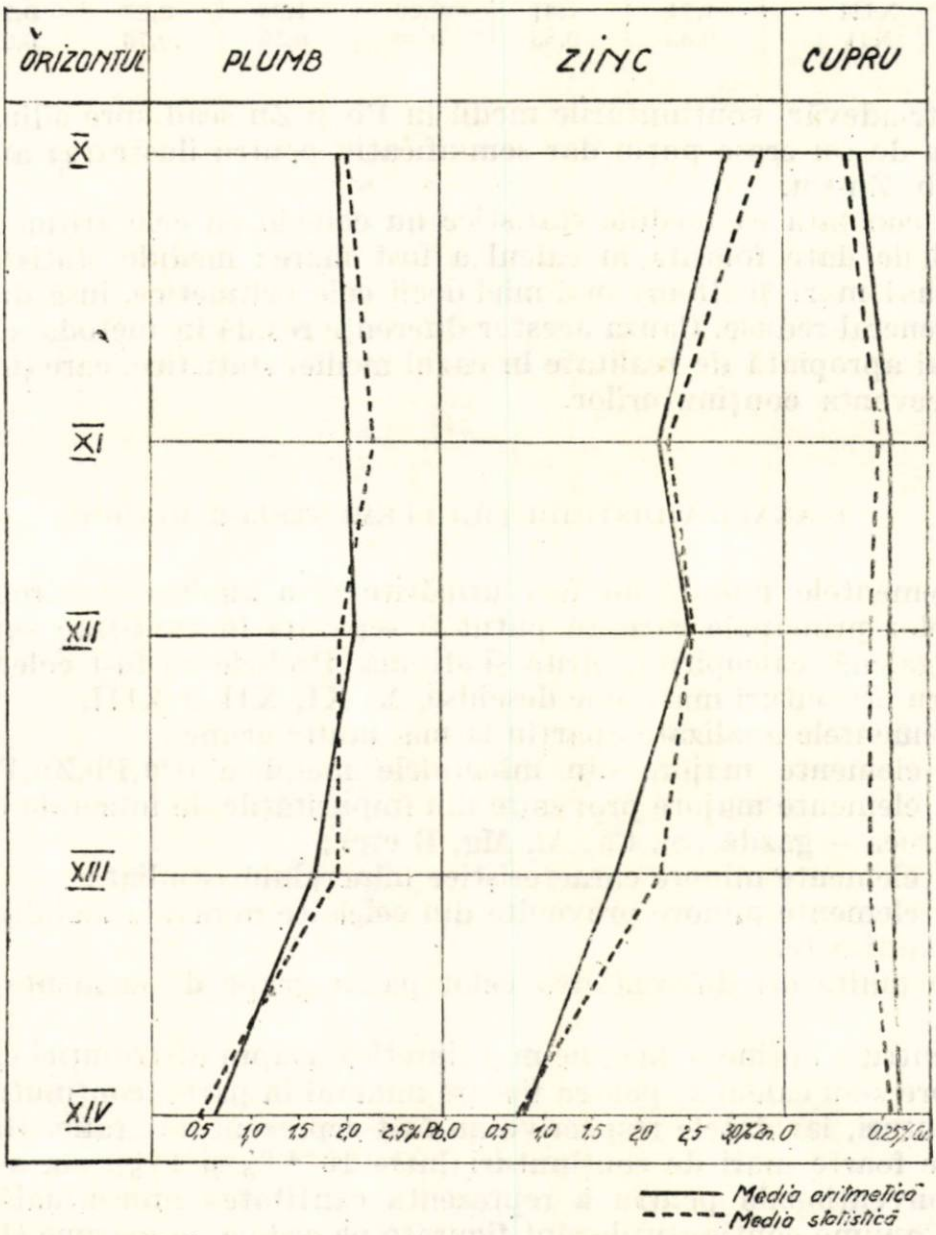


Fig. 19. — Variaţia conţinuturilor în plumb, zinc şi cupru cu adîncimea.

Din analiza conţinuturilor medii în Pb, Zn şi Cu (calculate prin metoda mediilor aritmetice şi statistice) pentru cele cinci orizonturi deschise (tabelul nr. 2), ca şi reprezentarea lor grafică pe adîncime (fig. 19) obţinem o confirmare categorică a indicaţiilor din histograme.

Tabelul nr. 2

Conţinuturile medii în Pb, Zn şi Cu, pe orizonturi

Orizontul	Conţinuturi medii %					
	media aritmetică			media statistică		
	Pb	Zn	Cu	Pb	Zn	Cu
X	1,97	2,97	0,19	2,03	3,37	0,21
XI	2,01	2,21	0,27	2,29	2,36	0,26
XII	2,08	2,52	0,27	1,93	2,57	0,23
XIII	1,71	1,81	0,28	1,95	2,27	0,23
XIV	0,63	0,83	0,30	0,55	0,76	0,27

Într-adevăr, conţinuturile medii în Pb şi Zn scad spre adîncime, pe cînd cele de Cu cresc puţin dar semnificativ pentru ilustrarea antagonismului Pb, Zn-Cu.

Se constată că mediile statistice nu coincid cu cele aritmetice, deşi numărul de date folosite în calcul a fost mare; mediile statistice sînt uneori mai mari şi alteori mai mici decît cele aritmetice, însă diferenţele sînt în general reduse. Cauza acestor diferenţe rezidă în metoda de calcul, mult mai apropiată de realitate în cazul mediei statistice, care ţine seamă şi de frecvenţa conţinuturilor.

2. ANALIZA DISTRIBUŢIEI ELEMENTELOR MINORE

Elementele minore au fost urmărite prin analiza spectrografică a mineralelor principale care au putut fi separate în cantitate suficientă: blendă, galenă, calcopirită, pirită şi stibină. Probele au fost colectate din cele patru orizonturi mari bine deschise, X, XI, XII şi XIII.

Elementele analizate aparţin la mai multe grupe:

— elemente majore din mineralele metalice (Cu,Pb,Zn,Fe etc);

— elemente majore provenite din impurităţile de minerale de gangă sau din roca — gazdă (Si, Ca, Al, Mg, B etc);

— elemente minore caracteristice mineralului studiat;

— elemente minore provenite din celelalte minerale metalice subordonate cantitativ.

De multe ori diferenţierea celor patru grupe de elemente nu este posibilă.

Pentru a obţine o imagine mai sintetică asupra distribuţiei elementelor minore s-au calculat, pentru fiecare mineral în parte, conţinuturi medii pe orizonturi, iar datele respective au fost reprezentate grafic. Date fiind variaţiile foarte mari de conţinuturi (între 10^{-4} % şi 1%), am adoptat o scară convenţională pentru a reprezenta cantitatea procentuală de element, şi anume conţinuturile sînt figurate pe ordine de mărime (10^{-4} pînă

la 10^{-3}, 10^{-3} pînă la 10^{-2} etc). În acest fel, o diviziune din cadrul unui ordin de mărime reprezintă, în fond, valori de 10 ori mai mari (respectiv de 10 ori mai mici) decît cele alăturate. În acest fel, fluctuaţiile valorilor mici — cele mai frecvente — apar mai evidente decît cele ale valorilor mai mari.

ELEMENTELE MINORE DIN BLENDĂ

Probele de blendă din Filonul Nou conţin numeroase elemente minore, ale căror valori medii aproximative pe cele patru orizonturi sînt inserate în tabelul nr. 3, iar variaţia lor pe înălţimea cunoscută a filonului este reprezentată în două diagrame (fig. 20 a şi 20 b). Menţionăm că conţinuturile în fier nu au fost luate în discuţie, ele putînd fi influenţate sensibil de incluziunile, de ordinul cîtorva procente, de calcopirită şi pirită.

Tabelul nr. 3

Elementele minore din blendă

Element %	Orizont X	Orizont XI	Orizont XII	Orizont XIII
Cd	0,6	0,7	0,8	0,7
Mn	0,25	1,27	1,66	2,0
Co	0,001	0,15	0,004	0,001
Ni	—	0,003	0,02	—
Sn	0,002	0,008	0,004	0,013
Ga	0,001	0,0003	0,0001	0,0001
Ge	—	0,0007	—	—
Bi	—	0,007	0,001	0,0025
As	0,97	0,26	2,1	3,0
Sb	1,7	1,26	1,2	2,0
Ag	0,0047	0,018	0,006	0,007
Au	0,0001	—	—	—

Blenda din Filonul Nou este bogată în Cd, Mn, As şi Sb.

Cadmiul este substituentul obişnuit al zincului din blendă şi nu prezintă fluctuaţii importante cu adîncimea.

Manganul arată o creştere destul de marcată cu adîncimea (0,25—2%) şi, cum studiul microscopic nu a pus în evidenţă alte minerale de mangan, acest element provine din substituirea izomorfă a blendei, dovedind o creştere a temperaturii de formare a sulfurii de zinc.

Conţinuturile în As şi Sb sînt datorate, în parte, incluziunilor fine de sulfosăruri şi mispichel şi numai în parte sînt substituenţi izomorfi ai sulfului.

Ceilalţi substituenţi izomorfi: Co,Ni,Sn,Ga,Ag şi Bi se găsesc în proporţii scăzute, obişnuite în majoritatea blendelor. Se poate pune însă întrebarea dacă o parte din Sb şi Bi nu provine din imixtiunile de galenă. Întrucît rapoartele Pb :Ag şi Pb :Bi în diferitele probe de blendă nu au arătat o proporţionalitate, se poate deduce că blenda este ea însăşi răspunzătoare de cea mai mare parte din conţinutul în Ag şi Bi.

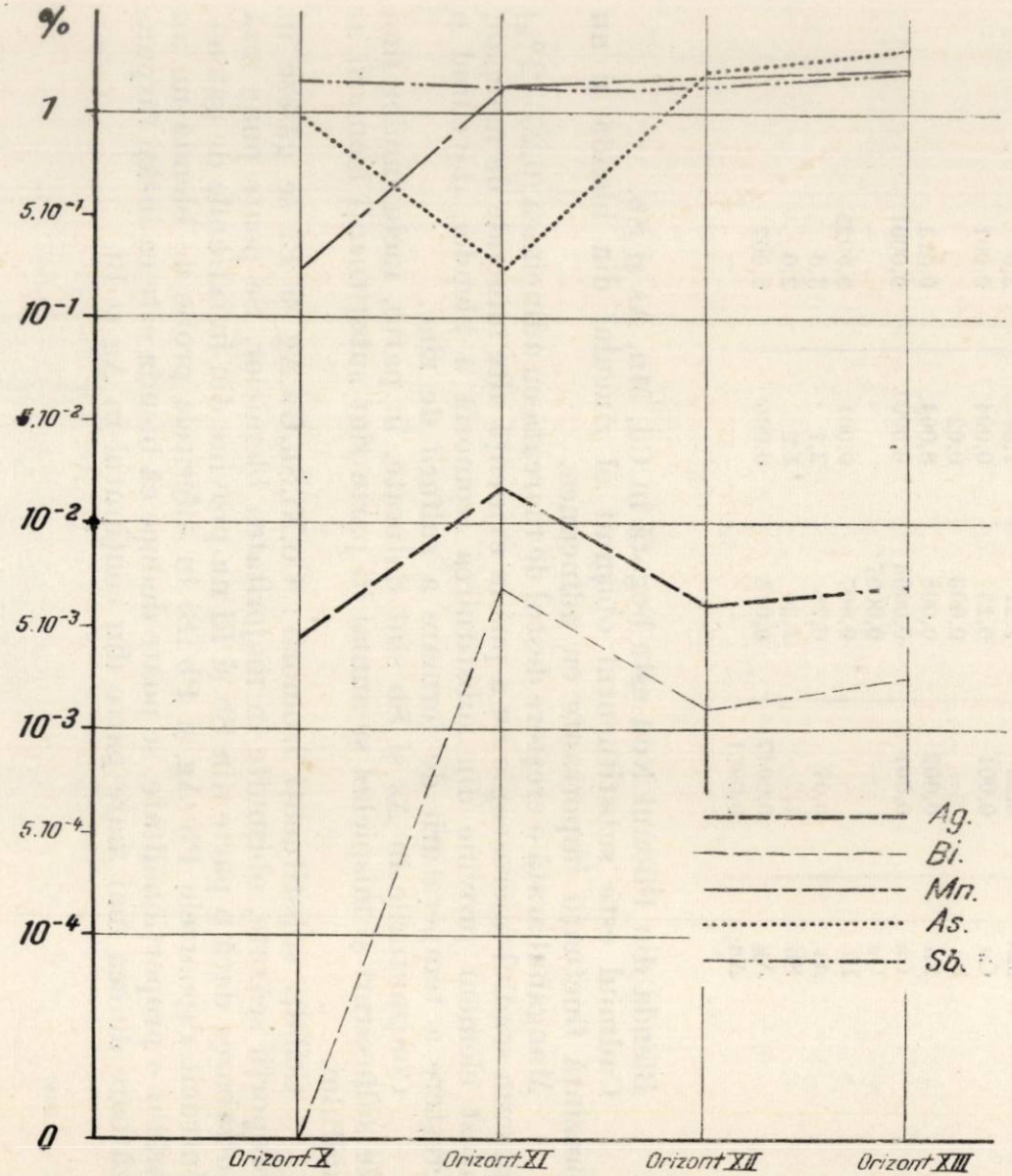


Fig. 20 a. — Elemente minore din blendă : Ag, Bi, Mn, As, Sb.

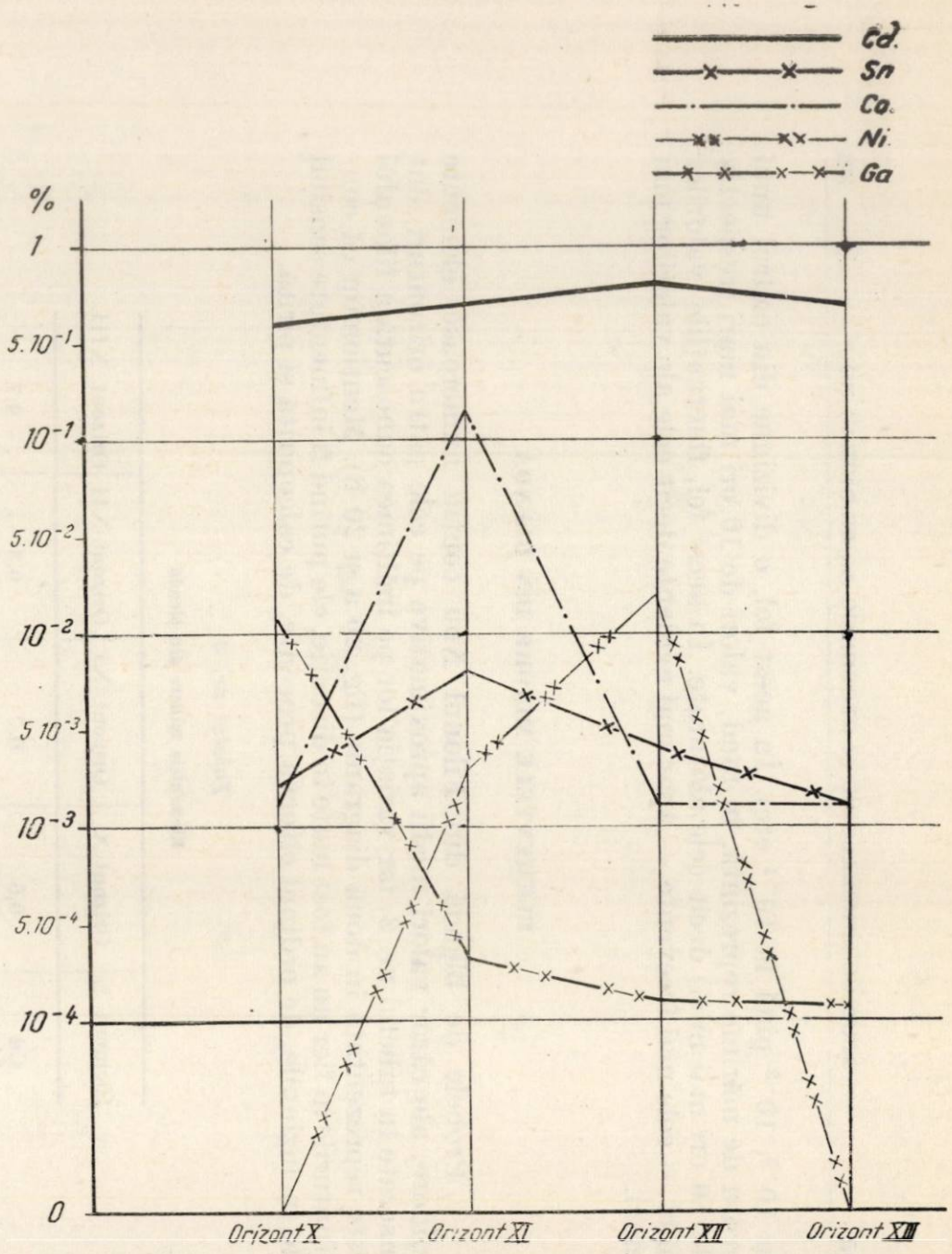


Fig. 20 b. — Elemente minore din blendă : Cd, Sn, Co, Ni, Ga.

Fluctuaţiile cu adîncimea a grupei de elemente menţionate sînt destul de neuniforme ; totuşi, descreşterea continuă a conţinutului în Ga — indicator de temperatură scăzută — de la orizontul X spre orizontul XIII confirmă, din nou, creşterea temperaturii de formare a blendei cu adîncimea.

În plus este semnalată sporadic prezenţa Ge şi Au, în timp ce In este absent în toate probele analizate.

Comparînd conţinuturile în elemente minore ale blendei din Filonul Nou cu cele din Filonul Principal — Baia Sprie (V. M a n i l i c i şi colab., 1965) se constată, în general, multe asemănări. Dintre particularităţile Filonului Nou menţionăm cantitatea mult mai ridicată în Cd, As, Sb şi Mn.

Din punct de vedere economic, semnalăm ca interesante conţinuturile în Cd şi atragem atenţia asupra problemelor tehnologice pe care le poate ridica Mn, Sb şi As din concentratele acestui mineral.

ELEMENTELE MINORE DIN GALENĂ

Elementele minore din galenă figurează într-un tabel cu conţinuturi medii pe orizonturi (tabelul nr. 4), reprezentat grafic în fig. 21 a şi 21 b.

Tabelul nr. 4

Elementele minore din galenă

Element %	Orizont X	Orizont XI	Orizont XII	Orizont XIII
Ag	0,3	0,21	0,18	0,3
Bi	0,0025	0,021	0,5	0,009
Sn	0,001	0,039	0,001	0,002
Sb	0,7	0,22	0,4	0,12
As	2,0	1,08	0,3	0,04
Cd	0,054	0,006	0,0007	0,006
Mn	0,45	0,102	0,03	0,069
Co	—	—	0,001	—
Ni	—	—	0,004	—
W	—	0,1	—	—

Galena din Filonul Nou are conţinuturi mari în : Ag, As şi neobişnuite (pentru acest mineral) în Mn. Celelalte elemente minore specifice galenei Bi, Sb, Sn au valori obişnuite. Conţinuturile de Mn şi Cd din galenă sînt aproximativ corelabile în toate probele cu conţinuturile în Zn, ceea ce indică proveniența din impurităţile de blendă. Cantitatea mică de Co şi Ni se datoreşte probabil incluziunilor de pirită.

Deşi asemănările de raze ionice (atomice) nu justifică substituţiile izomorfe ale unei serii de elemente în galenă (începînd cu Ag), V. M. G o l d s c h m i d t a arătat că structura sulfurii de plumb este aptă să admită o serie de substituţii spaţiale. Putem considera deci că o parte din Mn şi Cd au pătruns în galenă prin acest mecanism.

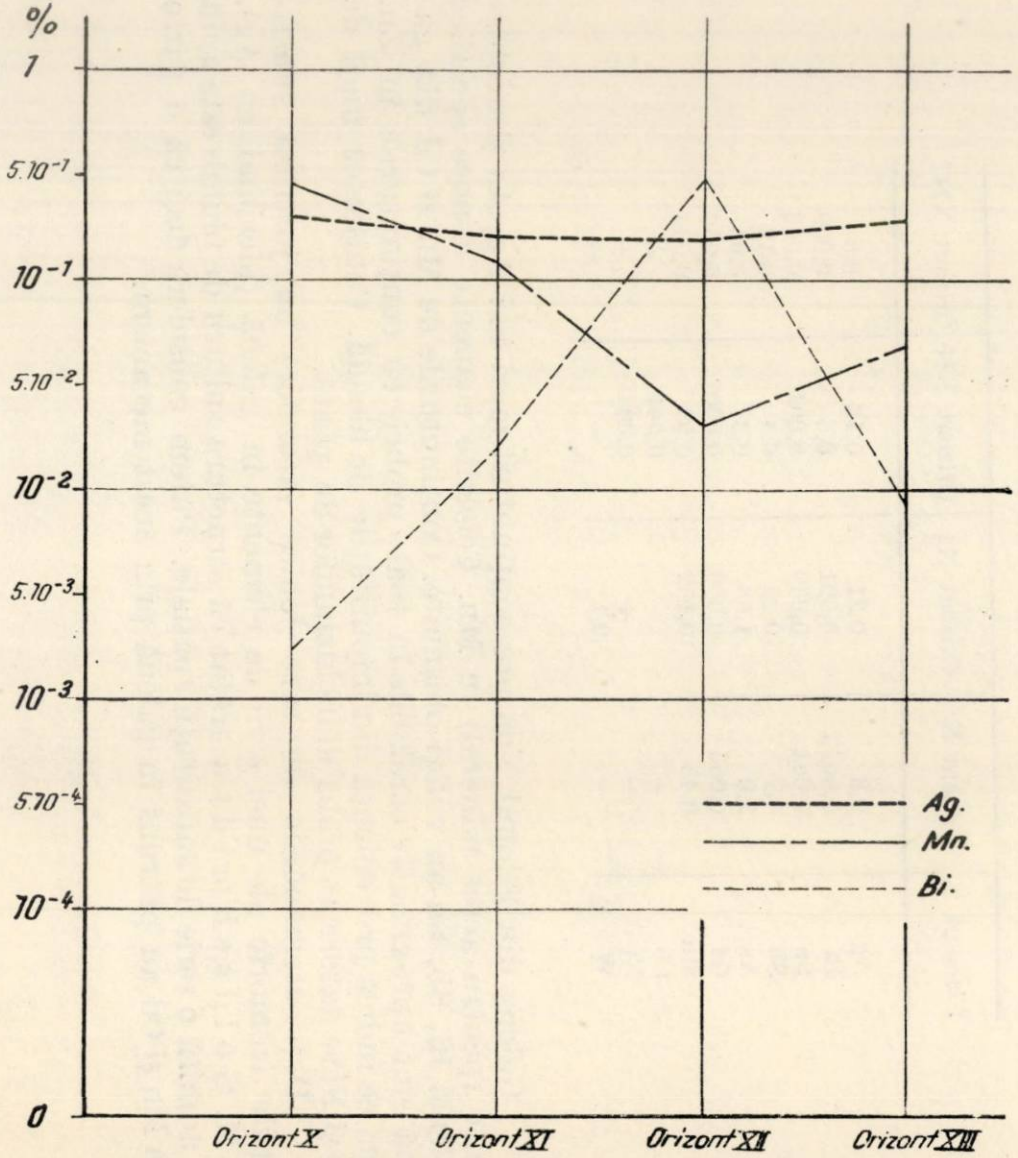


Fig. 2 a. —Elemente minore din galenă: Ag, Mn, Bi.

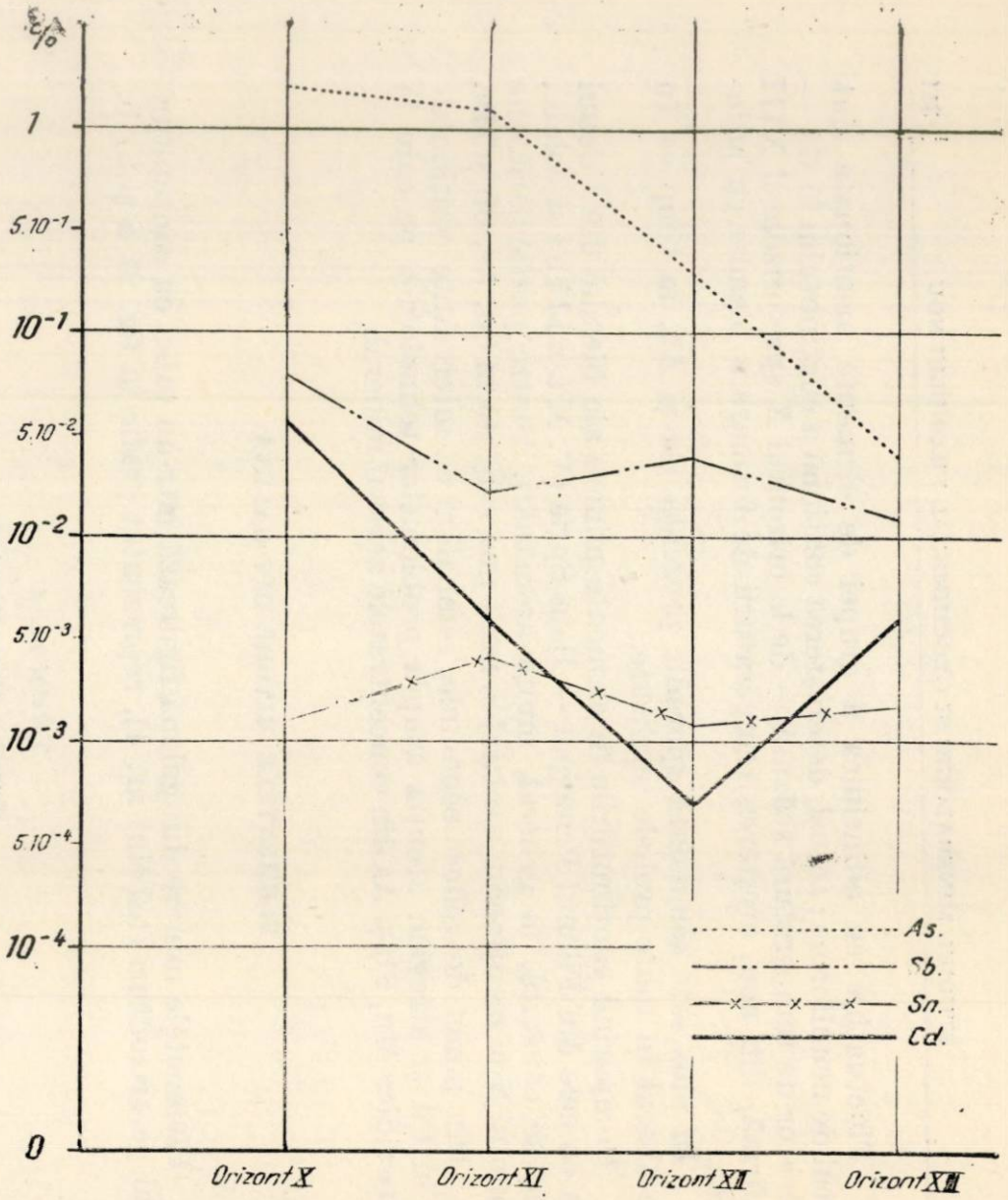


Fig. 21 b.—Elemente minore din galenă; As, Sb, Sn, Cd.

În ceea ce priveşte fluctuaţia cu adîncimea, se remarcă constanţa conţinutului în Ag, fluctuaţiile mici ale Sn, scăderea marcată a As şi mai puţin evidentă a Sb, ca şi variaţiile neobişnuit de mari ale Bi.

În general, scăderea de As şi Sb cu adîncimea se datoreşte şi micşorării conţinutului în incluziuni de sulfosăruri, ceea ce se confirmă şi microscopic, dar şi temperaturii mai ridicate de formare a sulfurii de plumb la orizonturile inferioare.

Comparînd elementele minore ale galenei din Filonul Nou cu cele din Filonul Principal se remarcă asemănări pregnante, însă galena din filonul Nou are un conţinut superior în Mn, uneori în As şi Sb şi foarte rar în Bi.

ELEMENTELE MINORE DIN CALCOPIRITĂ

Urmărirea elementelor minore din calcopirită a fost efectuată numai la trei orizonturi (oriz. XI, XII şi XIII), deoarece probele de la orizontul X, mai sărace în acest mineral, nu au permis separarea sa la un grad de puritate mulţumitor.

Conţinuturile medii pe orizonturi în elemente minore ale diverselor probe de calcopirită se găsesc în tabelul nr. 5 şi în două diagrame (fig. 22 a, şi 22 b).

Tabelul nr. 5

Elementele minore din calcopirită

Elemente %	Orizont XI	Orizont XII	Orizont XIII
Mn	0,07	1,36	3,0
Ni	0,0005	0,002	0,001
Co	0,001	0,002	0,001
Sn	0,001	0,002	0,001
Ag	0,029	0,025	0,04
Bi	0,002	0,123	0,07
Cd	0,005	0,006	0,001
As	1,5	0,62	1,0
Sb	0,26	1,0	0,3
Ge	0,0003	0,001	0,0001
Ga	—	0,0003	0,001

În calcopirită se găsesc, ca şi în blendă şi galenă, conţinuturi mari de Mn, As şi Sb. Celelalte elemente minore sînt în cantităţi destul de ridicate, însă în limite normale.

În ceea ce priveşte fluctuaţia cu adîncimea se remarcă, în ansamblu, că în calcopirita de la orizontul XII apare un conţinut mai ridicat de elemente minore decît la celelalte orizonturi (ex. Cd, Sn, Co, Sb, Bi, Ge). As şi Sb au o comportare exact inversă şi o distribuţie neregulată, pe cînd Ni şi Mn marchează o creştere continuă cu adîncimea.

Desigur, şi în cazul calcopiritei, o parte din elementele minore provin din imixtiunile microscopice de alte minerale. Apare o corelaţie între conţinutul în Zn şi Cd, dar care nu există între conţinuturile de Pb şi Ag, ca

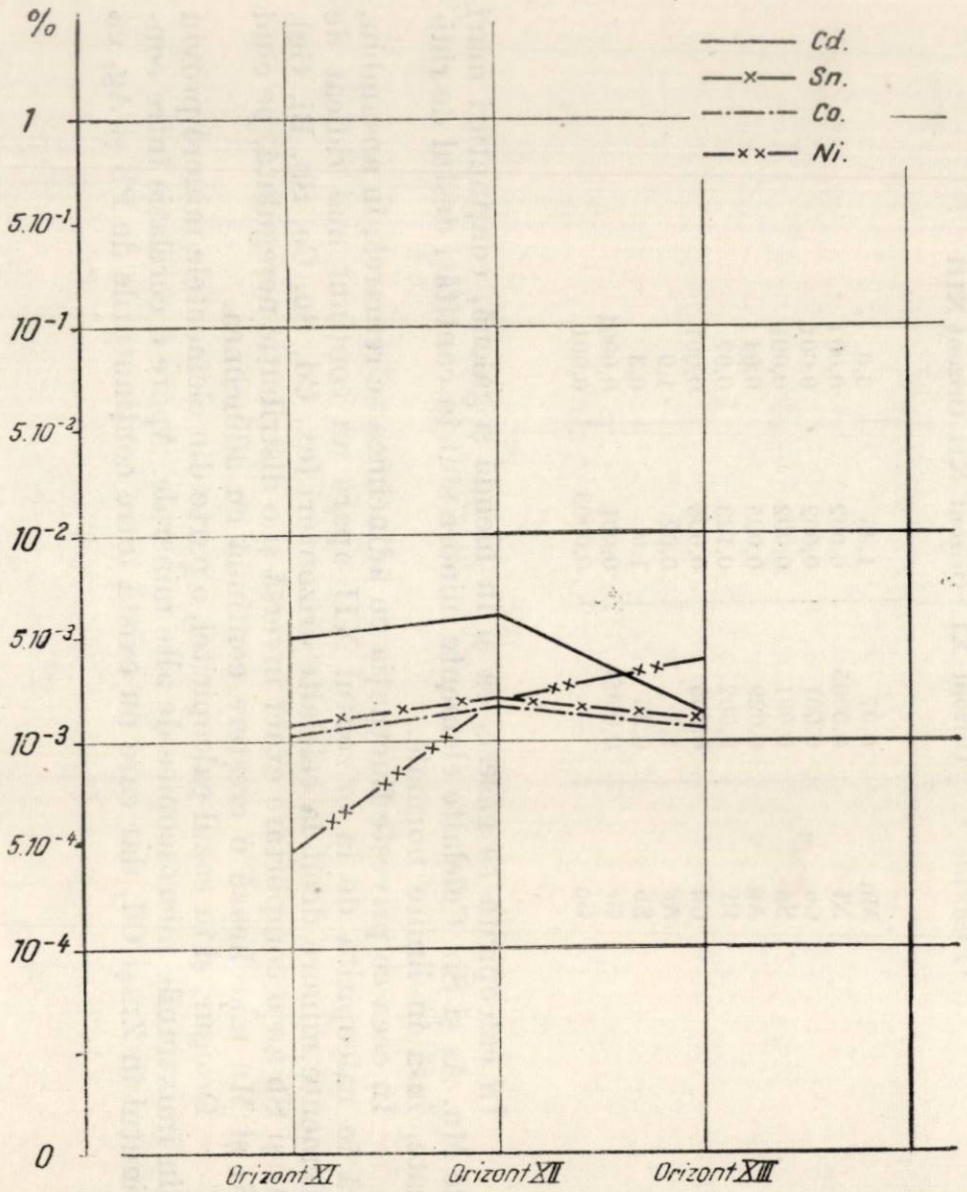


Fig. 22 a. — Elemente minore din calcopirită : Cd, Ni, Sn, Co.

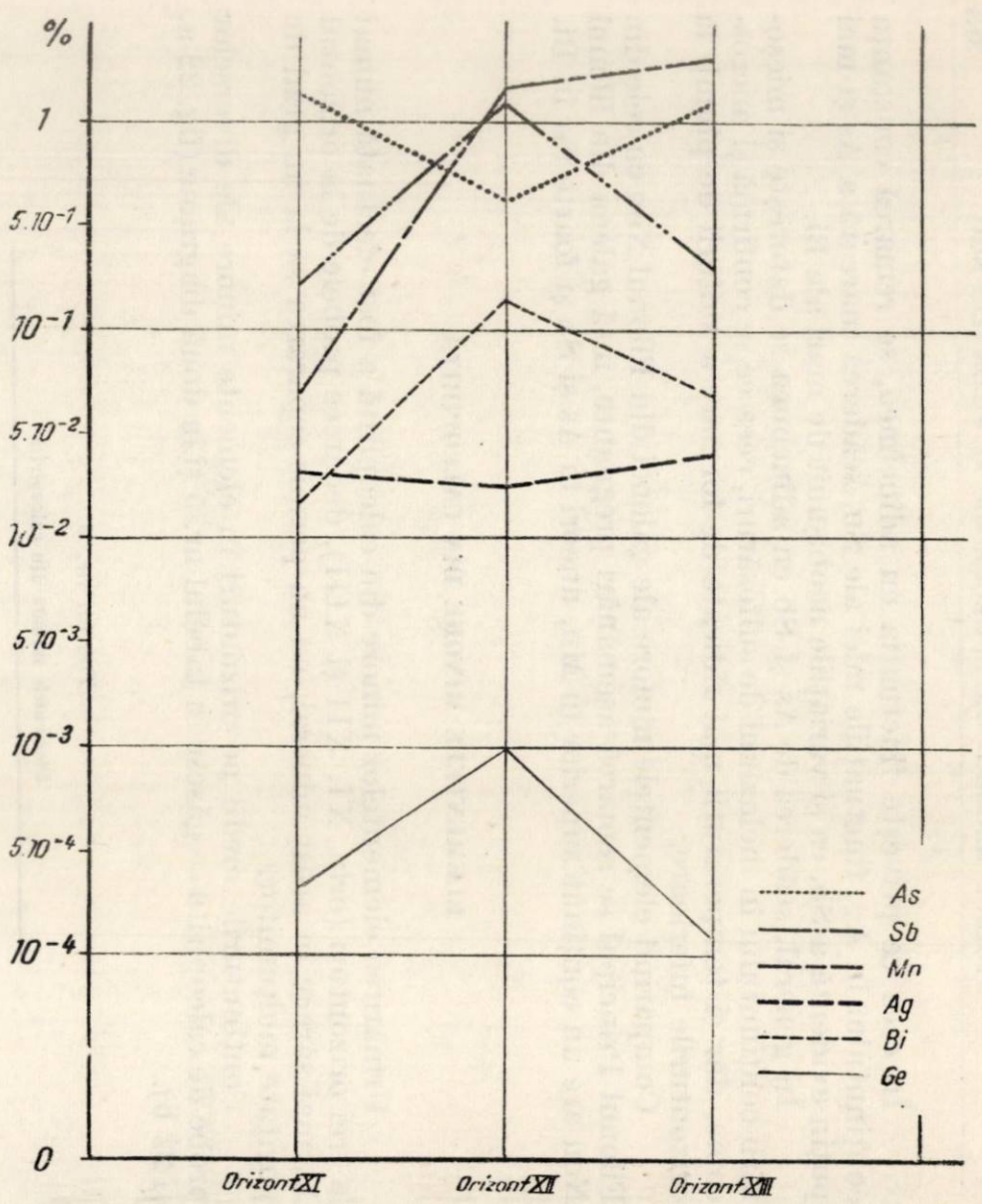


Fig. 22 b. — Elemente minore din calcopirită : As, Sb, Mn, Ag, Bi, Ge.

şi de Pb şi Bi. Această lipsă de corelaţie exclude admiterea galenei ca sursă de Ag şi Bi în calcopirită ; aceste elemente pot proveni în parte din incluziunile de sulfosăruri şi în parte din mineralul-gazdă.

Comparînd conţinuturile în elemente minore din Filonul Nou cu cele din Filonul Principal (V. M a n i l i c i şi colab., 1965), se observă o mai mare asemănare decît în cazul galenei şi blendei.

ELEMENTELE MINORE DIN PIRITĂ

Analizele spectrografice ale piritelor din Filonul Nou au pus în evidenţă următoarele elemente, ale căror conţinuturi medii pe orizonturi sînt arătate în tabelul nr. 6 şi în figurile 23 a şi 23 b.

Tabelul nr. 6

Elementele minore din pirită

Elemente %	Oriz. X	Oriz. XI	Oriz. XII	Oriz. XIII	Media pe zăcămînt
Co	0,0007	0,0026	0,004	0,004	0,0028
Ni	0,0026	0,0016	0,0023	0,0039	0,0026
As	0,9	1,340	1,00	1,9	1,285
Sb	1,8	0,26	0,5	0,09	0,66
Bi	0,0003	0,001	0,004	0,002	0,0017
Ag	0,114	0,33	0,33	0,102	0,219
Au	0,0026	0,004	0,0012	0,0005	0,00196
Mn	0,2	0,08	0,16	0,054	0,123
Ti	0,334	0,0013	0,5	0,09	0,2313
V	0,026	—	—	—	—

Probele de pirită sînt bogate în Mn şi în As. Ele au conţinuturi destul de mari în Ag şi Sb, în timp ce substituenţii izomorfi cei mai comuni din pirită — Ni şi Co — apar în cantitate mai redusă. Prezenţa Ag, As şi Sb în cantitate ridicată se poate datora, în parte, şi incluziunilor de sulfosăruri. Aceasta cu atît mai mult cu cît nu apare nici un paralelism între Ag şi Au.

Variaţiile elementelor minore cu adîncimea sînt destul de neregulate şi nu permit observaţii concludente de termometrie geologică.

ELEMENTELE MINORE DIN STIBINĂ

Principalele elemente minore din stibină au fost urmărite pe adîncime (tabelul nr. 7 şi fig. 24).

Substituentul izomorf normal al Sb este As. Stibina conţine însă — ca şi celelalte minerale — cantităţi neobişnuite de Mn, care creşte simţitor cu adîncimea. În plus, se semnalează prezenţa Ag şi Bi şi, cu totul subordonat, a Cd şi Ni.

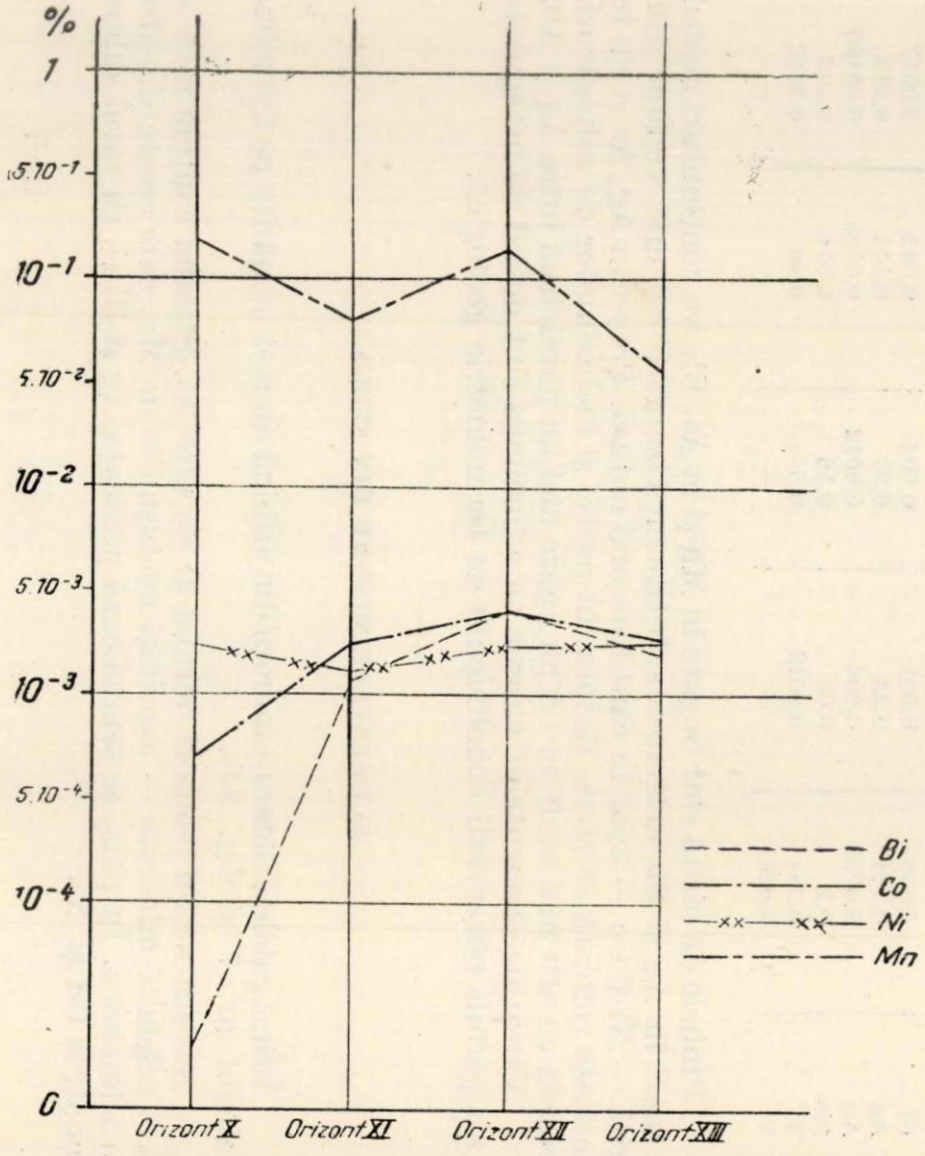


Fig. 23 a. — Elemente minore din pirită : Co, Ni, Bi, Mn.

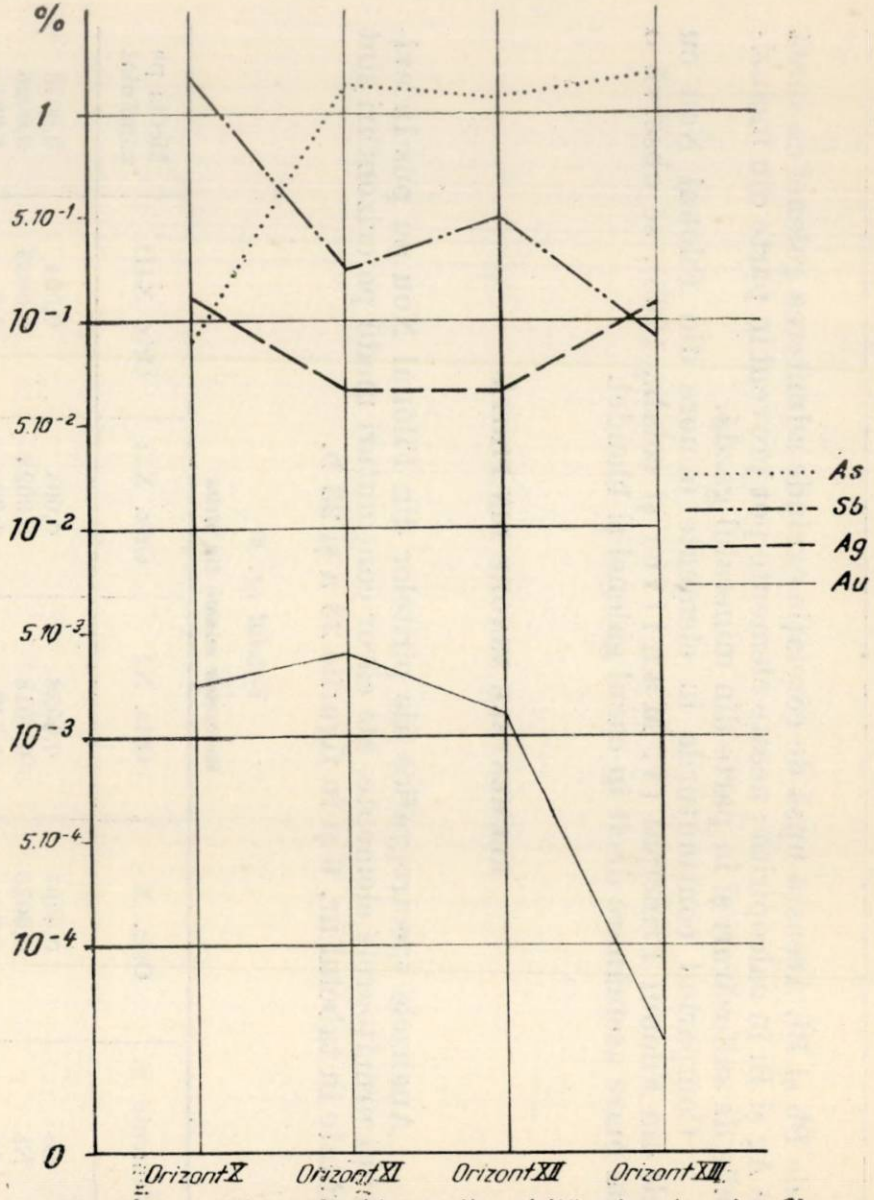


Fig. 23 b. — Elemente minore din pirită : Ag, Au, As, Sb.

Tabelul nr. 7

Elementele minore din stibină

Elemente %	Orizont X	Orizont XI	Orizont XII
As	0,21	0,5	0,21
Ag	0,002	0,001	0,003
Bi	0,001	0,002	0,001
Mn	0,07	1,1	1,65
Cd	0,004	—	—
Ni	—	0,005	—

★

În ansamblu, mineralele din Filonul Nou — Baia Sprie — au destul de numeroase elemente minore şi adesea chiar în cantitate însemnată. Se

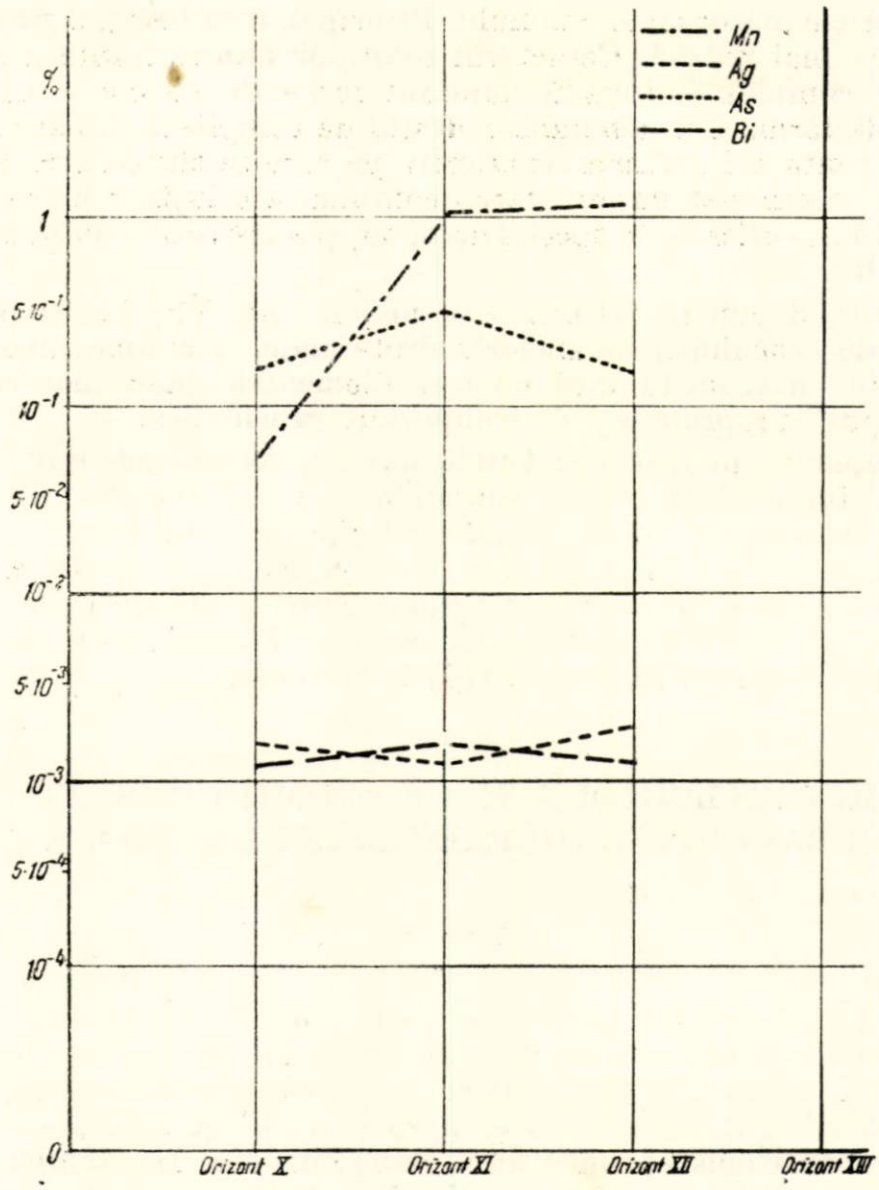


Fig. 24. — Elemente minore din stibină : Mn, Ag, As, Bi.

remarcă în general abundenţa în Mn, As şi Sb în toate sulfurile. Blenda este destul de bogată în Cd, iar galena în Ag şi mai puţin în Bi.

Elementele minore sînt cele caracteristice zăcămintelor hidrotermale şi dau indicaţii asupra faptului că mineralizarea a constituit un proces destul de complicat, atît prin complexitatea compoziţiei soluţiilor, cît şi prin varietatea condiţiilor de depunere.

Semnalăm ca deosebit de importante economic Cd şi Ag, însă credem că în procesele tehnologice ar trebui să se ţină seamă şi de prezenţa altor elemente minore menţionate.

Desigur, studiul unui singur filon nu permite concluzii genetice de amploare.

Geneza hidrotermală a zăcămîntului de la Baia Sprie este bine stabilită şi Filonul Nou se încadrează firesc în acest ansamblu genetic. Studiul microscopic, ca şi cercetarea distribuţiei elementelor majore şi minore ne permit să considerăm că procesul de mineralizare al Filonului Nou este asemănător cu al Filonului Principal, însă întregul proces a avut o amploare mai redusă. Caracterul soluţiilor mineralizante a fost totuşi destul de complex — dovadă numărul mare de elemente minore — iar procesul de formare a mineralelor destul de complicat. La aceasta a contribuit şi contactul sedimentar-eruptiv pe care se situează mineralizarea, ceea ce a determinat impurificarea continuă a soluţiilor hidrotermale cu elemente foarte diferite, în special mangan, şi a provocat continui schimbări de pH şi Rh.

Totuşi, depunerea elementelor majore, Zn, Pb, Cu, respectă legile generale ale geochimiei filoanelor hidrotermale, şi anume Zn şi Pb au o comportare antagonistă faţă de Cu. Elementele fiind mai concentrate şi-au „impus" propriile legi de comportare geochimică.

În ceea ce privesc elementele minore, fenomenele sînt mult mai complexe. Impurificările prin contaminare s-au suprapus conţinuturilor obişnuite ale soluţiilor hidrotermale şi legile geochimiei nu mai apar atît de clare. Este evident însă că a avut loc o suprapunere a unei mineralizaţii de Zn, Pb şi Cu, cu caracter mezotermal, cu o mineralizaţie de sulfosăruri tipică de temperatură scăzută epitermală. Filonul Nou s-ar încadra deci în tipul mezotermal cu tranziţie la epitermal.

ÉTUDE MINÉRALOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE DU FILON «NOU» DE BAIA SPRIE (DÉPARTEMENT DE BAIA MARE)

RÉSUMÉ

Le filon «Nou» qui fait l'objet de la présente étude constitue avec le filon «Principal» le gisement de Baia Sprie. Le premier est situé près du contact sud tandis que le deuxième est situé près du contact nord d'un dyke d'andésite, à amphiboles et pyroxènes, d'âge pannonien supérieur, avec des formations sédimentaires pannoniennes. L'ensemble de roches volcaniques et sédimentaires a subi des altérations hydrothermales. Le

filion étudié est connu sur une hauteur de presque 200 m (5 horizons) ayant une longueur de plus de 2 000 m.

Le minerai este complexe, étant constitué par des minéraux hypogènes : pyrite, blende, galène, chalcopyrite, mispickel, marcassite, antimonite, bournonite, semseyite, tétraédrite, germanite, réalgar, orpigment, boulangérite, ploumosite (minéraux métalliques), quartz, carbonates, barytine (gangue). Les minéraux hypergènes — marcassite, cérusite, limonite, valentinite et chalcosine — sont sporadiques.

Le processus de minéralisation a été assez compliqué, ainsi que le prouve l'apparition de plusieurs générations de : pyrite, chalcopyrite, blende et quartz, tandis que les sulfosels n'appartiennent qu'à une seule génération, étant déposés dans la phase finale.

L'étude géochimique contient l'analyse des éléments majeurs et mineurs (oligoéléments).

L'analyse de la distribution des éléments majeurs : Pb, Zn, Cu a été réalisée à l'aide des hystogrammes numériques et logarithmiques pour chaque élément à divers horizons (fig. 15 a et b, 16 a et b, 17 a et b) ainsi que pour l'ensemble du gisement (fig. 18 a et b). Toutefois on représente la variation dans la profondeur à l'aide de moyens arithméthiques et statistiques (tableau 2, fig. 19).

La distribution du Pb et Zn est lognormale tandis que celle du Cu est plus compliquée, d'habitude bimaximale. C'est une confirmation de la loi de la migration antagonique Pb, Zn-Cu. La loi est confirmée égalment par l'appauvrissement du Pb et Zn vers la profondeur, simultanément à l'enrichissement du Cu.

On a poursuivi la distribution des éléments mineurs dans les principaux sulfures des divers horizons. La blende (tableau 3, fig. 20 a et b) a d'importantes quantités de Cd, Mn, As, Sb et en plus Sn, Ag, Ga, Co, Ni, Bi, Ge, Au. La teneur en Mn est, plus forte en profondeur, tandis que celle en Ga est moindre, ce qui confirme que la température a été plus élevée. A mentionner que les contenus en Ag et Bi, dus habituellement aux impuretés de galène, sont dans le cas présent propres à la blende. La galène (tableau 4, fig. 21 a et b) contient en grandes quantités : Ag, As, Sb et Mn, et, en plus, Bi, Sn, Cd, et sporadiquement Co, Ni, W. A signaler que la présence du Cd et Mn n'est pas due exclusivement aux inclusions de blende. La chalcopyrite a une assez forte teneur en Mn, As et Sb accompagnés d'un assez grand nombre d'autres éléments mineurs : Co, Ni, Sn, Ag, Bi, Cd, Ge et Ga. Le Mn et Ni croissent en profondeur. La pyrite (tableau 6, fig. 23 a et b) est riche en As Sb, Ag et Mn, tandis que ses substituants usuels Co et Ni sont subordonnés. La pyrite contient encore : Bi, Au, Ti, V. En ce qui concerne la stibine, elle est riche en As, Mn et a de faibles teneurs en Ag, Bi, Cd et Ni. Considérant l'ensemble du problème des éléments mineurs du minerai du filon «Nou» on remarque l'abondance et l'omniprésence du Mn, As et Sb ; le premier est dû probablement à la contamination des roches encaissantes, surtout sédimentaires, tandis que les deux derniers sont propres aux solutions hydrothermales (preuve, la présence des sulfosels). Les autres éléments mineurs sont habituels dans les gisements hydrothermaux, mais la complexité de leur distribution est une preuve de la grande variété des conditions de déposition.

La genèse hydrothermale, mésothermale à transition vers l'épithermale, du gisement de Baia Sprie est également retrouvée dans le filon «Nou ». L'ensemble géologique du gisement, sa forme, sa composition minéralogique, ainsi que l'antagonisme Pb, Zn-Cu, la présence et les teneurs en éléments mineurs concourent à confirmer la genèse mentionnée, en permettant de faire des precisions sur la complexité des solutions et des conditions pendant le processus de déposition.

BIBLIOGRAFIE

Franzenau A., Tokody L. (1931), *Krist. Untersuchungen ung. Mineralien, Math. Naturw.*, Ber. Ungarn, *38*, Budapesta.

Fryklund V. S. Jr., Fletcher B. Jenet (1956), *Geochemistry of Sphalerite from the Star Mine Coeur a'Alêne District, Idaho*, Ec. Geol., Urbana, **51**, *3*.

Helke A. (1938), *Die jungvulkanoschen Gold-Silber Erzlagerstätten*, Archiv. f. Lagerstättenforschung, Berlin.

Iorgulescu T. (1955), *Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare*, D. S. Com. geol., **XXXIX** (1951—1952).

Manilici V. (1963), *Contribuţiuni la studiul rocilor efuzive din zona Baia Sprie—Dăneşti—Bloaja (reg. Baia Mare)*, D. S. Com. geol., **XLVI**.

Manilici V., Giuşcă D., Stiopol V. (1965), *Studiul zăcămîntului de la Baia Sprie (reg. Baia Mare)*, Mem. Com. geol., **VII**.

Paucă M. (1955), *Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N şi E de Baia Mare*, D. S. Com. geol., **XXXIX**.

Petrulian N. (1931), *Étude calcographique du gisements de plomb et de zinc de Herja*, An. Inst. geol., **XVI**.

Savul M., Pomîrleanu V. (1961), *Cercetări geotermometrice asupra zăcămîntului hidrotermal filonian de la Baia Sprie*, St. cerc. geol., **6**, *2*.

Vendel M. (1949), *Baryt Gömör-Rakosrol, Rozsnyorol és Felsöbanyarol*, An. Mus. Nation. Hung., *19*, Budapesta.

Primit în redacţie la 18 mai 1971

Academia Republicii Socialiste România
Institutul de petrol, gaze şi geologie

GEOCHIMIA PROCESELOR DE TRANSFORMARE ŞI MINERALIZARE ÎN ZĂCĂMÎNTUL DE SULF NATIV DIN CALDERA CĂLIMAN

DE

CONSTANTINA STANCIU, ALEXANDRINA MEDEŞAN

55 (05)

Depozitele de sulf nativ din partea sudică a calderei Căliman, situată în nordul Munţilor Călimani, se aseamănă prin geneză şi potenţial economic cu cele mai importante zăcăminte de sulf de origine vulcanică de pe glob. Dezvoltate local, în cea mai mare calderă din România, ele au o poziţie solitară în cadrul provinciei neozoice de la interiorul arcului carpatic, în comparaţie cu restul zăcămintelor, care în majoritate sînt distribuite în lungul Oceanului Pacific (Japonia, Taiwan, U.R.S.S., America), în cîmpurile vulcanice care au activat din terţiarul superior pînă în prezent.

*

În partea sudică a calderei Căliman, care are vîrsta pleistocenă, în andezitele piroxenice (I. Teodoru, Camelia Teodoru, 1966) se găseşte o importantă arie geotermală care include sulf, sulfuri de fier şi hidroxizi de fier. Principalul produs pentru economie este sulful.

Prezentarea sumară a principalelor rezultate obţinute din lucrări anterioare (Cecilia Soare[1], Constantina Stanciu[2], Constantina Stanciu şi Alexandrina Medeşan[3]) este necesară în interpretarea geochimică a procesului hidrotermal.

---

[1] Cecilia Soare (1964), *Raport privind documentarea petrografică a lucrărilor de explorare geologică din şantierul I.G.E.X. Gura Haitii*, arh. Inst. geol.

Cecilia Soare (1965), *Raport privind documentarea mineralogică petrografică a lucrărilor de explorare geologică din şantierul I.G.E.X. Gura Haitii*, arh. Inst. geol.

Cecilia Soare şi Olimpia Vasilescu (1966), *Raport privind documentarea petrografică a lucrărilor de explorare geologică din şantierul I.G.E.X. Gura Haitii*, arh. Inst. geol.

[2] Constantina Stanciu (1961), *Observaţiuni privind geneza sulfului de la Gura Haitii (Munţii Călimani)*, arh. Inst. geol.

[3] Constantina Stanciu şi Alexandrina Medeşan (1968), *Studiul mineralogic şi geochimic al zăcămîntului de sulf de la Gura Haitii (Munţii Călimani)*, arh. Inst. geol.

Constantina Stanciu şi Alexandrina Medeşan (1969), *Studiul fenomenelor de argilizare din zăcămîntul de sulf de la Gura Haitii (Munţii Călimani)*, arh. Inst. geol.

În caldera Căliman, într-o fază tardivă a activităţii magnetice pleistocene, s-a format o importantă arie geotermală. Aceasta este subsecventă manifestărilor vulcanice prin care s-au pus în loc andezitele cu piroxeni, precedînd erupţiile de andezite cu amfiboli, biotit şi cuarţ care o acoperă. În cadrul unui mediu geotermic şi hidrogeologic din apropierea suprafeţei, descărcările de soluţii hidrotermale au activat prin procese de alterare şi metalogenetice asupra produselor crateriale originale — lave şi piroclastite — ale andezitelor piroxenice. În ordinea desfăşurării transformărilor au avut loc alterări slabe, cloritizări, argilizări şi silicifieri. Aceste modificări au constituit în interiorul calderei patru zone de transformare, care au un aranjament zonal, uneori simetric. Dispoziţia zonelor din partea exterioară spre interior este următoarea: zonă de slabă transformare, zonă cloritizată, zonă argilizată, zonă silicifiată. Ulterior, activitatea metalogenetică prin formarea sulfului nativ şi a sulfurilor de fier a constituit mineralizaţia epitermală de tipul înlocuire prin impregnare. Principala mineralizaţie constituită din sulf asociat frecvent cu melnicovit, pirită, sporadic marcasită înlocuieşte prin impregnare andezitele silicifiate. Un fenomen aparte, manifestat în partea superioară a zăcămîntului, a condus la concentrarea de hidroxizi de fier, care constituie lentile cu dimensiuni reduse, fără importanţă economică, localizate strict în vf. Negoiul Românesc.

Zone de transformare şi depozite de minereu		Compoziţia mineralogică
Zona de slabă alterare		plagioclazi, piroxeni, hidrobiotit, clorit, sericit, calcit, cuarţ, minerale argiloase, pirită
Zona cloritizată		clorit, minerale argiloase, cuarţ + [opal, pirită]
Zona argilizată		montmorillonit+caolinit± [alunit, dickit, silice*, gips]
Zona silicifiată	sterilă	silice±[alunit, caolinit, sericit, clorit rutil]
	cu sulf	silice, sulf ± [alunit, gips]
	cu sulf şi sulfuri de fier	silice, sulf, sulfuri de fier ± [alunit]
	cu sulfuri de fier**	silice, sulfuri de fier
	cu hidroxizi de fier	silice, hidroxizi de fier

[ ]: participări subordonate.
* opal, α cristobalit, cuarţ.
** melnicovit, pirită, marcasită.

Principalii factori care au controlat localizarea depozitelor hidrotermalizate şi de minereu sînt: existenţa unui sistem de fracturi, care au constituit căile de acces pentru soluţiile gazoase endogene, şi structura stratovulcanică, care a facilitat circulaţia laterală a soluţiilor, controlînd atît morfologia stratiformă a depozitelor, cît şi dispoziţia acestora, care este conformă cu suprafaţa topografică existentă în timpul desfăşurării activităţii vulcanice (fig. 1); aceasta era probabil aproape identică cu suprafaţa actuală, eroziunea fiind redusă.

Succesiunea mineralogică stabilită pe baza relaţiilor de înlocuire dintre minerale s-a format prin o serie de reacţii metasomatice desfăşurate continuu; figura 2 ilustrează mineralizarea, ca şi compoziţia zonelor, sistematizată mai sus.

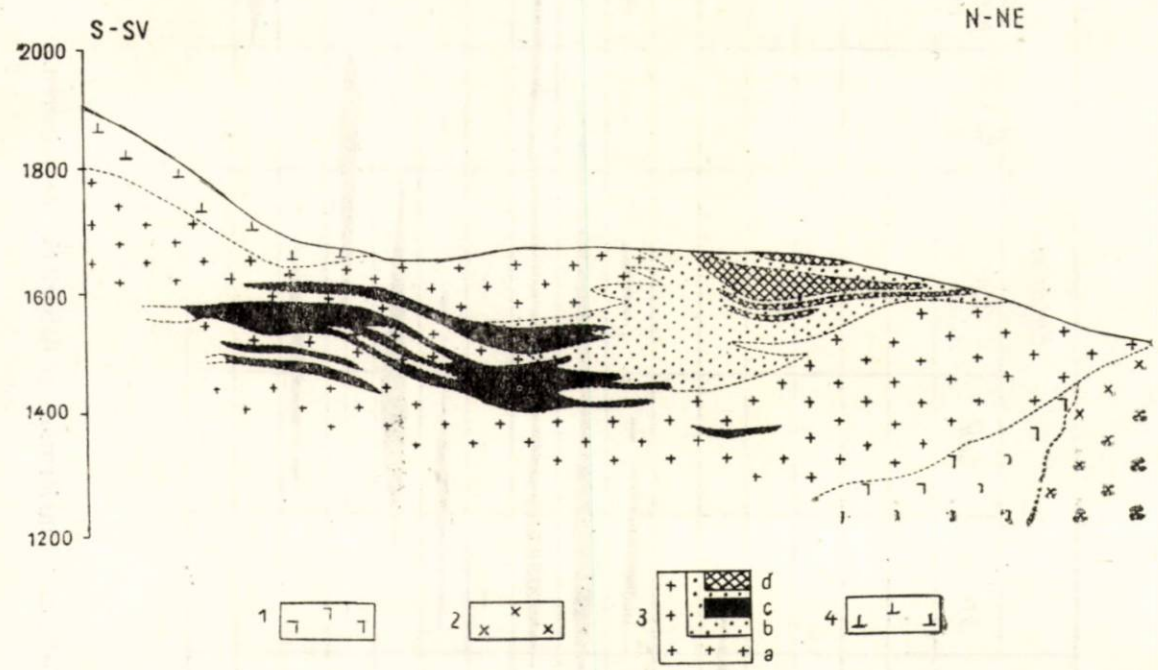


Fig 1. — Secţiune geologică prin zăcămîntul de sulf nativ din Munţii Călimani — vf. Negoiul Românesc (după E. Butnaru şi Ch. Prischak, din V. Brana, 1967; legenda modificată de Constantina Stanciu).

1, Andezite cu amfiboli şi piroxeni; *2*, — microdiorite; *3*, andezite cu piroxeni (lave şi piroclastite); *3 a*, andezite proaspete, slab transformate, cloritizate, argilizate; *3 b*, andezite silicifiate; *3 c*, minereu de sulf ± sulfuri de fier; *3 d*, minereu de hidroxizi de fier; *4*, andezite cu biotit, amfiboli şi cuarţ.

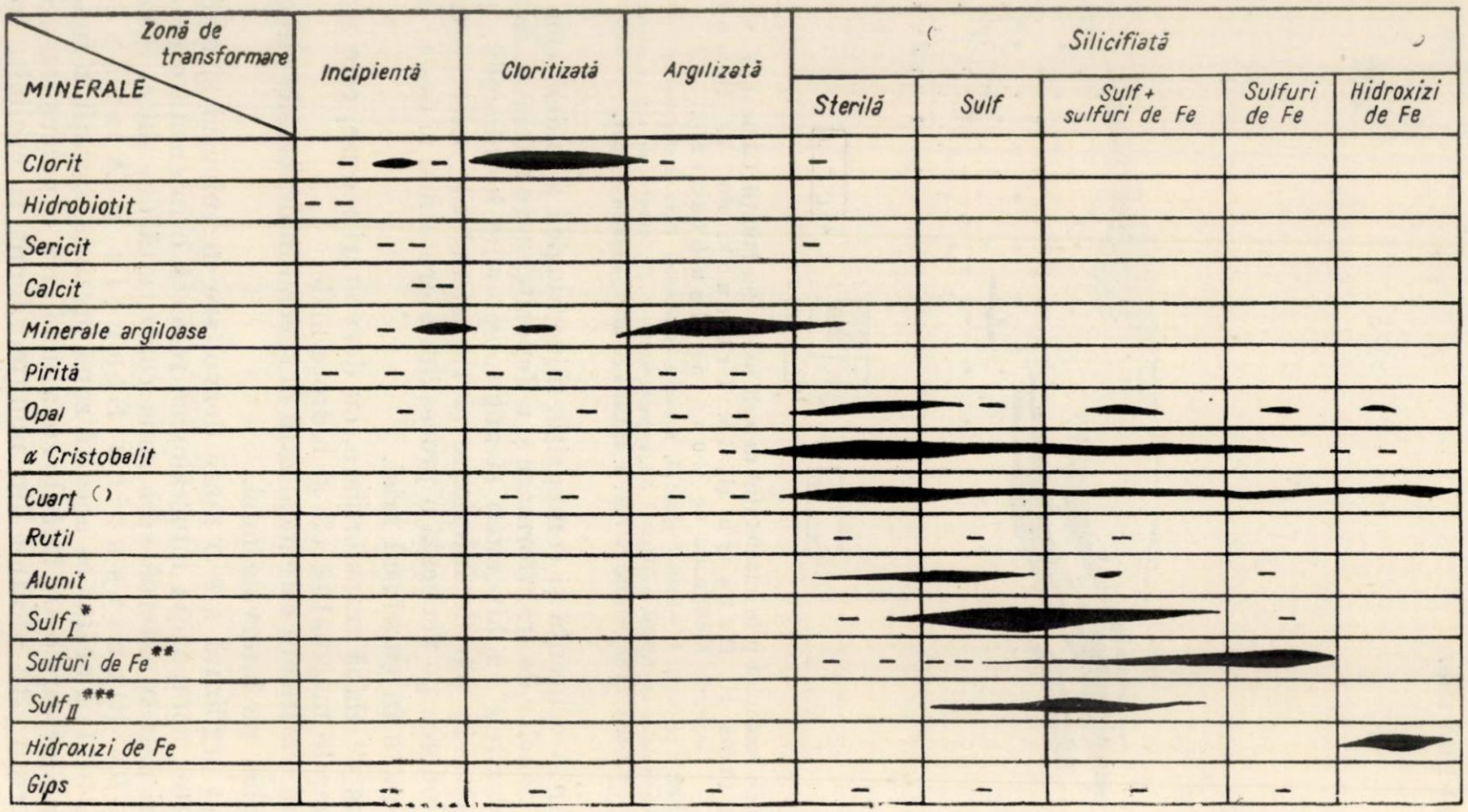
Privitor la ocurenţa şi compoziţia mineralogică a andezitelor proaspete, cît şi a zonelor de transformare şi a depozitelor de minereu, se reţine:

— Andezitele cu hipersten şi augit, sporadic hornblendă, apar în stare proaspătă în părţile inferioare şi superioare ale ariei geotermale, marcînd extinderea pe verticală a procesului hidrotermal şi destul de frecvent şi ca relicte în cuprinsul ariei.

— Zona de slabă transformare, cu dezvoltări reduse, este alcătuită atît din minerale magmatice cît şi hidrotermale.

— Zona cloritizată este localizată în special în depozitele piroclastice din profunzime, pe intervale mici.

— Zona argilizată are o mare dezvoltare în culcuşul şi acoperişul zonei silicifiate; compoziţia mineralogică reflectă o intensitate gradată a argilizării din partea externă spre zona constituită din silice. Studiul în infraroşu şi Rx (Constantina Stanciu şi Alexandrina Medeşan, 1971) a arătat că această zonă prezintă variaţii în funcţie de poziţia spaţială pe care o are faţă de zona silicifiată — culcuş sau acoperiş. Astfel, acoperişul este alcătuit din montmorillonit şi caolinit, frecvent α cristobalit şi opal, neglijabili alunit, dickit şi cuarţ. Partea periferică este



* Sulf de impregnare, diseminat
** Melnicovit, pirit, marcasit
*** Sulf de sublimare

Fig 2. — Succseiunea de formare a mineralelor în zonele de transformare şi depozitele de minereu.

montmorillonitică, iar spre contactul cu zona silicifiată caolinitică succedîndu-se : montmorillonit — montmorillonit + caolinit. Culcuşul este alcătuit preponderent din montmorillonit.

— Zona silicifiată de care este legată genetic mineralizaţia cuprinde cel mai mare volum de roci transformate, compuse în principal din opal, α cristobalit şi cuarţ ; aspectele acestor produse de culoare albă sînt foarte variate : compacte, poroase, uneori friabile pînă la pulverulente.

— Depozitele de minereu, formate subsecvent zonelor de transformare, sînt de tipul „înlocuire prin impregnare". Principalul produs este sulful însoţit uneori şi de melnicovit, pirită, sporadic marcasită. Concentrarea în exclusivitate a sulfurilor este rară. Hidroxizii de fier au o ocurenţă aparte în zăcămînt. Există o evidentă regularitate în distribuţia mineralizaţiei în funcţie de adîncime. Sulful are o largă răspîndire pe un interval cuprins între 60 şi 300 m, sulfurile care-l însoţesc sînt distribuite neuniform, dar cu tendinţa de concentrare spre partea inferioară a nivelului metalogenetic, iar hidroxizii de fier se localizează în zona cea mai superficială, pe o adîncime cuprinsă între 0 şi 80 m. Subsidiar mai apare şi sulful de sublimare pe fisuri, filonaşe şi în cavităţile create de dizolvare. Cele mai mari cuiburi de sulf sublimat se găsesc în special în partea superioară a zonei silicifiate, sub nivelul în care sînt concentraţi hidroxizii de fier.

Reconsiderînd relaţiile spaţiale dintre zone prin compoziţia mineralogică, precum şi relaţiile dintre minerale, situăm acest proces hidrotermal printre cele care se produc la volum constant. Opţiunea pentru această poziţie s-a făcut în baza următoarelor argumente :

— considerarea structurilor de detaliu originale — porfirice şi piroclastice, cît şi a structurilor stratovulcanice, a suprafeţelor de curgere şi a diaclazelor de răcire ;

— mineralele prezintă de cele mai multe ori structuri de înlocuire ; însăşi înlocuirea andezitelor silicifiate cu sulf începe ca un proces metasomatic prin substituţia preferenţială a elementelor mari din rocă — fenocristale sau fragmente piroclastice — cu tendinţa de fixare pe feţele de cristale, planele de clivaj sau zonele de creştere conservate în cristalele de plagioclaz silicifiate ;

— fisurile care străbat rocile sînt neglijabile faţă de volumul total al rocilor alterate :

— menţinerea contactelor iniţiale dintre lave şi piroclastite, atunci cînd sînt intersectate de zonele de transformare, arată imobilitatea depozitelor vulcanogene în timpul desfăşurării procesului hidrotermal ;

— porozitatea mare pe care o au în special rocile silicifiate arată că numai volumul real se modifică, cel aparent rămînînd constant, fapt reflectat de toate aspectele menţionate mai sus.

GEOCHIMIA PROCESELOR DE ALTERARE ŞI MINERALIZARE

Acumulările de sulf însoţite de transformările menţionate anterior, din caldera Căliman, oferă singura posibilitate de a investiga în România geochimia unui proces hidrotermal, cu un caracter deosebit, care s-a manifestat la sfîrşitul activităţii vulcanice pleistocene.

Luînd în considerare observaţiile prezentate anterior privind desfăşurarea procesului hidrotermal la volum constant, cît şi aportul important de sulf şi apă, am adoptat procedeul lui I. T a k e u c h i şi colab. (1966), de recalculare a analizelor prin raportare la volum constant de 100 cm^3. Astfel, valorile conţinuturilor în oxizi recalculate în grame oxizi au servit la întocmirea bilanţului prin raportare la roca proaspătă. Valorile algebrice din bilanţ constituie parametrii cantitativi ai migraţiei elementelor.

REZULTATE ŞI DISCUŢII

S-au analizat andezite proaspete, transformate[4,5] şi mineralizate — — sulf ± sulfuri de fier — care au fost colectate din coloanele a trei sonde. Eşantioanele constituie cele mai reprezentative produse de transformare, iar succesiunea lor spaţială corespunde cu succesiunea genetică, deci cu etapele de evoluţie ale procesului de transformare şi de metalogeneză.

Andezitele proaspete, ce constituie termenii de referinţă în aprecierea migrărilor, aparţin la două tipuri : andezit cu hipersten şi augit (probele nr. 1 şi nr. 8) şi andezit cu hipersten, augit şi hornblendă (proba nr. 12). Deosebirile dintre cele două tipuri sînt reflectate şi de bazicitatea pronunţată a probelor nr. 1 şi 8, indicată de compoziţia mineralogică normativă (tabelul nr. 1), cît şi de ordinul de mărime al conţinuturilor de oxizi, care se modifică în decursul procesului hidrotermal.

Tabelul nr. 1

Compoziţia mineralogică normativă (C.I.P.W.) a andezitelor

Nr. probă	Roca	Cuarţ	Ortoclaz	Albit	Anortit	Hipersten	Diopsid	Corindon	Ilmenit	Magnetit
1	Andezit cu hipersten şi augit	5,64	11,67	18,34	35,02	18,98	—	0,50	1,21	5,56
8	Andezit cu augit şi hipersten	4,92	13,97	25,15	29,91	14,75	3,08	—	1,37	5,10
12	Andezit cu hipersten, augit şi hornblendă	11,52	22,24	25,15	20,01	10,66	4,08	—	1,21	2,55

Compoziţia chimică a zonelor de transformare este cuprinsă în tabelele nr. 2 şi 3, iar variaţia acesteia în diagramele din figurile 3 şi 4, care cuprind şi succesiunea spaţială a zonelor de alterare şi mineralizare ; datele bilanţului sînt ilustrate în tabelele nr. 4 şi 5 şi în figurile 5 şi 6.

---

[4] Rocile cloritizate, care sînt sporadice, lipsesc din succesiunea analizată.

[5] La determinarea sulfului în formă nativă (S^0), în sulfuri (S^{2-}) şi în sulfaţi (S^{6+}) s-a procedat în felul următor : sulful total s-a determinat prin dezagregarea probei cu NO_3H fumans şi insolubilizarea silicei cu SO_4H_2 format ; sulful nativ s-a determinat prin extragerea cantitativă din rocă în Sohxlet cu amestec alcool-benzen ; sulful din sulfaţi s-a determinat după o prealabilă calcinare, pentru îndepărtarea sulfului liber şi a celui din sulfuri de fier. În timpul alcinării, alunitul se deshidratează trecînd într-o formă solubilă în apă şi acizi diluaţi. Prin xtracţii repetate cu apă fierbinte şi HCl 1 : 1, alunitul şi gipsul trec în soluţie, permiţînd ozarea sulfaţilor. Din diferenţa $S_{total} - (S^0 + S^{6+})$ s-a obţinut S^{2-}.

Tabelul nr. 2

Compoziţia chimică a rocilor (foraj *35.206*)

Nr. probei / %	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	52,18	54,82	53,61	71,61	86,77	63,66	44,22
Al_2O_3	19,12	16,27	18,19	6,68	2,47	0,19	0,35
Fe_2O_3	3,79	1,11	3,86	0,85	1,03	0,00	0,10
FeO	3,02	0,48	0,71	0,25	0,28	0,25	0,20
$Fe_{(S)}$	0,00	2,86	0,14	0,00	0,00	4,58	0,00
MgO	7,08	3,29	2,93	1,82	0,90	0,00	0,47
MnO	0,12	0,11	urme	urme	0,00	0,00	0,00
TiO_2	0,66	0,71	0,76	6,68	1,22	0,70	0,46
CaO	7,07	4,45	1,02	3,27	0,70	2,00	1,54
K_2O	1,98	1,98	1,97	0,43	0,00	0,00	0,00
Na_2O	2,19	1,69	urme	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O^+	0,80	4,03	10,18	4,18	1,60	1,05	0,91
H_2O^-	2,02	5,23	6,10	3,69	4,42	2,54	2,38
S_{total}	0,08	3,28	0,16	1,02	0,98	24,60	49,00
Total	100,11	100,31	99,77	100,48	100,37	99,57	99,63
S^0	—	—	—	—	—	19,35	49,00
S^{6+}	—	—	—	0,24	0,98	—	—
S^{2-}	—	3,28	0,16	—	—	5,25	—
$G_sAp.$	2,69	2,29	1,97	1,98	1,77	2,08	1,52

G_sAp : greutate specifică aparentă;
S^0 : sulf nativ;
S^{6+} : sulf din sulfaţi;
S^{2-} : sulf din sulfuri de fier.
1 — Andezit cu hipersten şi augit (proaspăt).
2 — Andezit slab alterat.
3 — Andezit argilizat.
4 — Andezit silicifiat.
5 — Andezit silicifiat.
6 — Andezit silicifiat cu sulf.
7 — Minereu de sulf.

Din punct de vedere chimic, transformările sînt caracterizate de efectele unei levigări intense. Mari cantităţi de Na, Mg, Ca, K, Fe şi o parte din aluminiu au fost îndepărtate din roca originară, rămînînd siliciu în cea mai mare parte în rocile transformate. Pierderile componenţilor rocilor originare sînt excedentare faţă de aport — apă şi sulf. Levigarea intensă măreşte porozitatea rocilor transformate, micşorînd astfel densitatea aparentă, care poate creşte în zonele mineralizate (sulf ± sulfuri de fier), prin umplerea spaţiilor libere cu minereu.

Siliciul, principalul component al andezitelor, prezintă în zonele de slabă transformare şi argilizare o uşoară mobilizare, care s-a efectuat probabil între zona silicifiată, unde se acumulează datorită stabilităţii maxime, ocupînd aproape în întregime volumul rocilor (probele nr. 5 şi 15). Concentrarea sa în această zonă, care are loc prin îndepărtarea totală a celorlalte elemente, este aparentă, silicea reziduală reorganizîndu-se în cadrul ace-

Tabelul nr. 3

Compoziția chimică a rocilor

Nr.probei / %	Foraj 35 204				Foraj 26 186			
	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	53,83	48,84	70,92	59,21	59,92	55,07	41,52	94,65
Al_2O_3	18,03	23,68	6,03	2,10	16,35	21,06	21,92	1,77
Fe_2O_3	3,52	3,46	1,12	0,00	1,85	2,66	0,60	0,20
FeO	3,76	0,31	0,17	0,21	3,33	0,52	0,47	0,14
$Fe_{(S)}$	0,00	0,00	3,04	0,79	0,00	0,00	5,96	0,00
MgO	5,26	1,86	0,00	0,18	3,53	2,11	4,21	0,00
MnO	0,21	0,00	0,00	—	0,07	0,00	0,00	0,00
TiO_2	0,70	1,03	0,77	0,40	0,66	0,81	0,84	0,76
CaO	6,65	3,40	2,85	0,81	4,99	0,88	6,65	1,47
K_2O	2,40	0,53	1,20	0,37	3,80	6,15	0,90	0,00
Na_2O	3,00	0,00	0,00	0,00	3,04	0,18	2,24	0,00
H_2O+	0,94	9,33	6,12	1,86	1,40	4,86	2,50	0,82
H_2O-	1,38	5,06	2,71	1,41	0,71	5,59	5,02	0,15
S_{total}	0,08	2,11	4,75	32,30	0,01	0,06	6,85	0,09
Total	99,76	99,61	99,68	99,64	99,66	99,95	100,24	100,05
S^0	—	1,12	—	31,15	—	—	—	—
S^{6+}	—	0,99	1,26	0,25	0,01	0,06	1,50	0,09
S^{2-}	—	—	3,49	0,90	—	—	5,35	—
$G_sAp.$	2,71	1,72	2,13	2,05	2,54	2,05	2,40	1,92

G_sAp : greutate specifică aparentă; S^0 : sulf nativ; S^{6+} : sulf din sulfați; S^{2-} : sulf din sulfuri de fier.

8 – Andezit cu hipersten și augit (proaspăt).

9 – Andezit argilizat.

10 – Andezit silicifiat.

11 – Minereu de sulf.

12 – Andezit cu hipersten, augit și hornblendă.

13 – Andezit argilizat.

14 – Andezit argilizat.

15 – Andezit silicifiat.

luiași volum de rocă cu densitatea micșorată datorită porozității create de levigare. Cînd are loc impregnarea rocilor silicifiate cu sulf, datele bilanțului pun în evidență o scădere importantă a conținuturilor în SiO_2 (probele nr. 7 și 11).

Aluminiul are o comportare inversă față de modul de migrare al siliciului, după cum rezultă și din diagrama lui C. W. Correns (fig. 7), citată de H. Mukaiyama (1959), care explică diferența de solubilitate a SiO_2 față de Al_2O_3 ca o funcție a pH-ului. În zonele de slabă alterare și argilizare, conținuturile sale oscilează în jurul valorii andezitului proaspăt, iar în zona de silicifiere este levigat la fel ca și ceilalți cationi, rămînînd uneori în cantități suficiente pentru a participa la formarea alunitului.

Titanul prezintă în general o mobilitate foarte mică în toate zonele, ceea ce corespunde unor conținuturi aproximativ constante apropiate de ale andezitului proaspăt; în mod excepțional, într-un andezit silicifiat (proba nr. 4), în care s-a observat rutil la mircoscop, s-a constatat o concen-

trare mai deosebită, iar în alt caz de andezit silicifiat cu sulf (proba nr. 11), o pierdere a TiO_2.

Pentru a facilita interpretările privind migrarea fierului, s-a reprezentat în figura 8 variaţia fierului total exprimat ca metal în diferite forme de oxidare şi combinaţii. S-a pus astfel în evidenţă că în decursul procesului condiţiile redox s-au modificat, o parte din fierul legat de oxigen, din silicaţi, a fost levigat, iar o altă parte, redepus ca FeS_2.

Elementele Na, Mg, K, Ca, citate în ordinea levigării descrescînde, sînt îndepărtate concomitent cu descompunerea silicaţilor; de la andezitele proaspete la cele silicifiate, unde aceste elemente lipsesc, are loc o dezalcalinizare progresivă. Numai potasiul şi calciul mai pot fi reţinute de alunit, respectiv gips. Levigarea intensă a sodiului este generală pentru acest proces, ca de altfel pentru orice tip de alterare hidrotermală.

Pierderile pe care le suportă majoritatea componentelor sînt în mică parte compensate de aportul de apă şi sulf. Apa este repartizată silicaţilor — hidrobiotit, clorit, sericit şi în mod deosebit mineralelor argiloase — din rocile externe zonei silicifiate, iar sulful este concentrat în cea mai mare parte pe locurile mineralizate în stare nativă sau ca sulfuri de fier; cantitatea de sulf din sulfaţi este minoră.

În legătură cu mobilitatea pe care o au elementele în timpul procesului de formare a acumulărilor de sulf, H. Mukaiyama (1959) şi S. Iwao şi F. Kishimoto (1954) consideră că potenţialul ionic este un factor determinant

K^+ : 0,75 Na^+ : 1,0 Ca^{2+} : 1,9 Fe^{2+} : 2,4 Mg^{2+} : 2,6 Fe^{3+} : 5,3

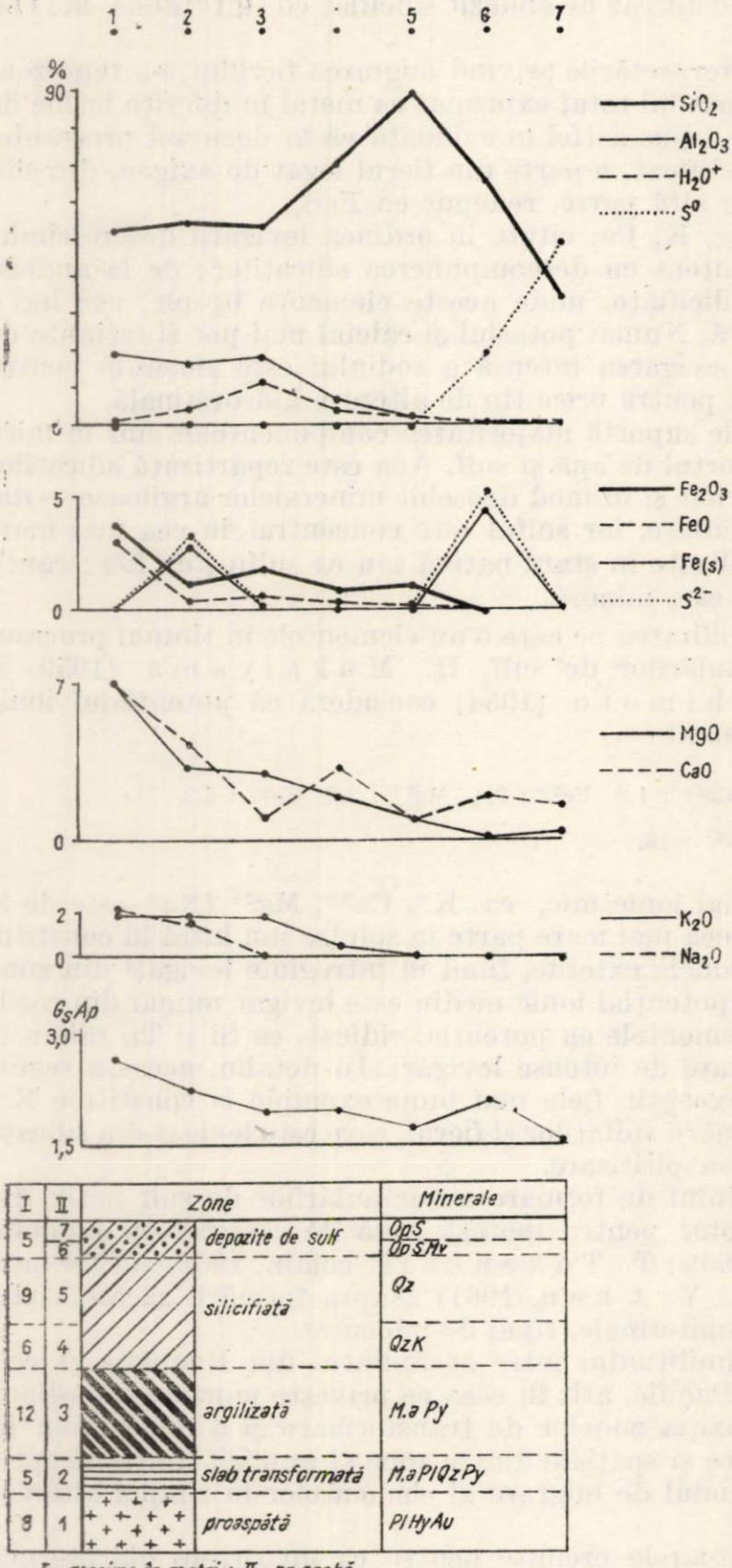
Ti^{4+} : 6,5 Si^{4+} : 10 S^{6+} : 18.

Cationii cu potenţial ionic mic, ca K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} (Na^+ este de la început levigat), trec în cea mai mare parte în soluţie sau intră în constituţia neomineralelor din zonele externe, fiind în întregime levigaţi din zona silicifiată. Aluminiul cu potenţial ionic mediu este levigat numai din rocile silicifiate. În schimb, elementele cu potenţial ridicat, ca Si şi Ti, rămîn în rocile care au fost afectate de intense levigări. În detaliu, această regulă suferă în unele cazuri excepţii. Cele mai bune exemple le constituie K^+, Ca^{2+}şi Al^{3+} în cazul formării sulfaţilor şi fierul, care este levigat din silicaţi, dar poate fi redepus prin piritizare.

În explicarea modului de formare a acumulărilor de sulf nativ din caldera Căliman, am optat pentru ipoteza dată de cercetătorii japonezi (H. Mukaiyama, 1959; T. Takeuchi şi colab., 1968) şi taiwanezi (L. P. Tan, 1959; P. Y. Chen, 1961) asupra formării zăcămintelor de sulf şi sulfuri de fier epitermale, tipul de înlocuire.

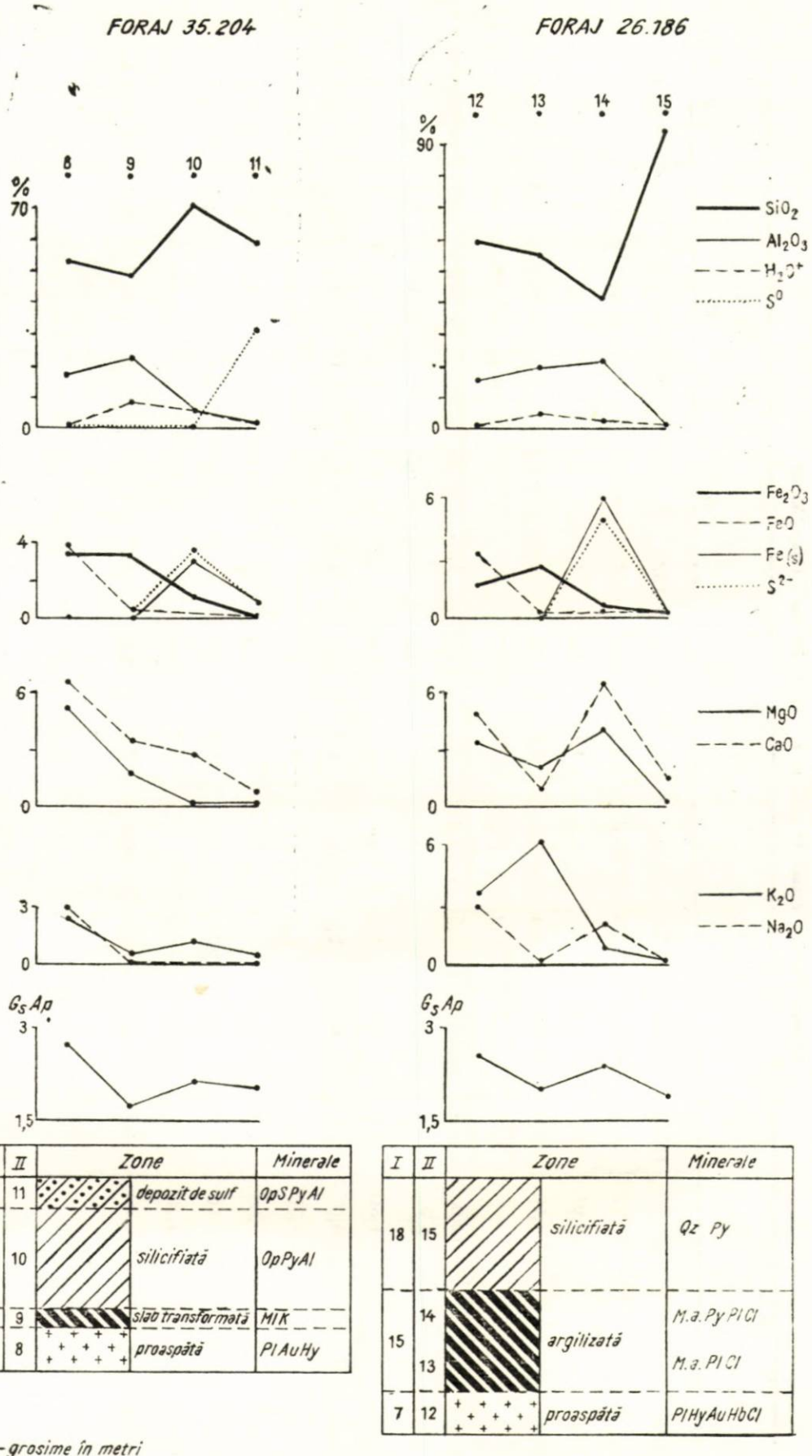
Există evidente similitudini între zăcămîntul din România şi cele de pe coasta Oceanului Pacific, atît în ceea ce priveşte morfologia, adîncimea de formare, compoziţia zonelor de transformare şi a depozitelor de minereu, relaţiile genetice şi spaţiale dintre zone şi implicit dintre neoproduse, precum şi între modul de migrare al elementelor în timpul alterării şi mineralizării.

Sînt admise următoarele premise pentru ca un sistem hidrotermal să aibă ca rezultat produsele de transformare şi depozitele de minereu pe care le-am raportat în condiţiile geologice şi chimice amintite: 1) exis-



I - grosime în metri ; II - nr. probă
Simboluri : Au - augit ; Hy - hipersten ; K - caolinit
M.a - minerale argiloase ; Mv. melnicovit ; Op - opal
Pl - plagioclazi ; Py - pirit ; Qz - cuarț ; S - sulf

Fig. 3. — Diagrame de variație a oxizilor în andezite transformate cu depozite de sulf.



I - grosime în metri
II - nr. probă
Simboluri: Al-alunit; Au-augit; Cl-clorit; Hb-hornblendă; Hy-hipersten; M.a.-minerale argiloase
MI-montmorillonit; Op-opal; Pl-plagioclazi; S-sulf; Qz-cuarț

Fig. 4. — Diagrame de variație a oxizilor în andezite transformate cu depozite de sulf.

Tabelul nr. 4

Bilanțul oxizilor (grame) în unitatea de volum (100 cm³) (forajul 35 206)

Nr. probei / (gr)	1	2		3		4		5		6		7	
			C.P.		C.P.		C.P.		C.P.		C.P.		C.P.
SiO_2	140,30	125,5	−14,8	105,6	−34,7	141,7	+ 1,4	153,5	+13,2	132,4	− 7,9	67,3	−73,1
Al_2O_3	51,43	37,2	−14,2	35,8	−15,6	13,2	−38,2	4,3	−47,0	0,4	−51,0	0,5	−50,9
Fe_2O_3	10,01	2,54	− 7,6	7,6	− 2,5	1,6	− 8,5	1,8	− 8,3	—	−10,1	0,1	−10,0
FeO	8,10	1,0	− 7,1	1,4	− 6,7	0,4	− 7,7	0,4	− 7,7	—	− 8,1	0,3	− 7,8
$Fe_{(S)}$	—	6,5	+ 6,5	0,2	+ 0,2	—	—	—	—	9,5	+ 9,5	—	—
MgO	19,0	7,5	+11,5	5,7	−13,3	3,6	−15,4	1,5	−14,5	—	−19,0	0,7	−18,3
MnO	0,30	0,2	− 0,1	—	− 0,3	—	− 0,3	—	− 0,3	—	− 0,3	—	− 0,3
TiO_2	1,80	1,6	− 0,2	1,5	− 0,3	13,2	+11,4	2,1	+ 0,3	1,4	− 0,4	0,7	− 1,1
CaO	19,0	10,1	− 8,9	2,0	−17,0	6,4	−12,6	1,2	−17,8	4,1	−14,9	2,3	−16,7
K_2O	5,30	4,5	− 0,8	3,8	− 1,5	0,8	− 4,5	—	− 5,3	—	− 5,3	—	− 5,3
Na_2O	5,80	3,8	− 2,0	—	− 5,8	—	− 5,8	—	− 5,8	—	− 5,8	—	− 5,8
H_2O^+	2,10	9,2	+ 7,1	20,0	+17,9	8,2	+ 6,1	2,8	+ 0,7	2,1	—	1,3	− 0,8
H_2O^-	5,40	11,9	+ 6,5	12,0	+ 6,6	7,3	+ 1,9	7,8	+ 2,4	5,2	− 0,2	3,6	− 1,8
S_{total}	0,20	7,5	+ 7,3	0,3	+ 0,1	2,0	+ 1,8	1,7	+ 1,5	51,1	+50,9	74,4	+74,4
S^0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	40,2	+40,2	—	—
S^{6+}	—	—	—	—	—	0,4	+ 0,4	1,7	+ 1,7	—	—	—	—
S^{2-}	0,2	7,5	+ 7,3	0,3	+ 0,1	—	—	—	—	10,9	+10,7	—	—

C: cîștig; P_0: pierdere; S^0: sulf nativ; S^{6+} sulf din sulfați; S^{2-}: sulf din sulfuri de fier.

Tabelul nr. 5

Bilanțul oxizilor în unitatea de volum (100 cm³)

Nr.probei / (gr)	Foraj 35 204							Foraj 26 186						
	8	9		10		11		12	13		14		15	
			C.P.		C.P.		C.P.			C.P.		C.P.		C.P.
SiO_2	145,8	84,0	−61,8	151,0	+ 5,2	121,3	−24,5	152,1	112,8	−39,3	99,6	−52,5	181,7	+29,6
Al_2O_3	48,8	40,7	− 8,1	12,8	−36,0	4,3	−44,5	41,5	43,1	+ 1,6	52,7	+11,1	3,3	−38,2
Fe_2O_3	9,5	5,9	− 3,6	2,3	− 7,2	—	− 9,5	4,6	5,4	+ 0,8	5,9	+ 1,3	0,3	− 4,3
FeO	10,2	0,5	− 9,7	0,3	− 9,9	0,4	− 9,8	8,4	1,0	− 7,4	1,1	− 7,3	0,2	− 8,2
$Fe_{(S)}$	—	—	—	6,4	+ 6,4	1,6	+ 1,6	—	—	—	11,1	+11,1	—	—
MgO	14,2	3,1	−11,1	—	−14,2	0,3	−13,9	8,9	4,3	− 4,6	10,1	+ 1,2	—	− 8,9
MnO	0,5	—	− 0,5	—	− 0,5	—	− 0,5	0,1	—	− 0,1	—	− 0,1	—	− 0,1
TiO_2	1,8	1,7	− 0,1	1,6	− 0,2	0,8	− 1,0	1,6	1,6	—	2,0	+ 0,4	1,4	− 0,2
CaO	18,0	5,8	−12,2	6,0	−12,0	1,6	−16,4	12,6	1,8	−10,8	15,9	+ 3,3	2,8	− 9,8
K_2O	6,5	0,9	− 5,6	2,5	− 4,0	0,7	− 5,8	9,6	12,6	+ 3,0	2,1	− 7,5	—	− 9,6
Na_2O	8,1	—	− 8,1	—	− 8,1	—	− 8,1	7,7	0,3	− 7,4	5,3	− 2,4	—	− 7,7
H_2O^+	2,5	16,0	+13,5	13,0	+10,5	3,8	+ 1,3	3,5	9,9	+ 6,4	6,0	+ 2,5	1,5	− 2,0
H_2O^-	3,7	8,7	+ 4,0	5,7	+ 2,0	2,8	+ 0,9	1,8	11,4	+ 9,6	12,0	+10,2	0,2	− 1,6
S_{total}	0,2	3,6	+ 3,4	10,1	+ 9,9	66,2	+66,0	—	0,1	+ 0,1	16,4	+16,4	0,1	+ 0,1
S^0	—	1,9	+ 1,9	—	—	63,8	+63,8	—	—	—	—	—	—	—
S^{6+}	—	1,7	+ 1,7	2,6	+ 2,6	0,5	+ 0,5	—	0,1	+ 0,1	3,6	+ 3,6	0,1	+ 0,1
S^{2-}	—	—	—	7,4	+ 7,4	1,8	+ 1,8	—	—	—	12,8	+12,8	—	—

C: cîștig; P : pierdere; S^0: sulf nativ; S^{6+}: sulf : din sulfați; S^{2-} sulf din sulfură de fier.

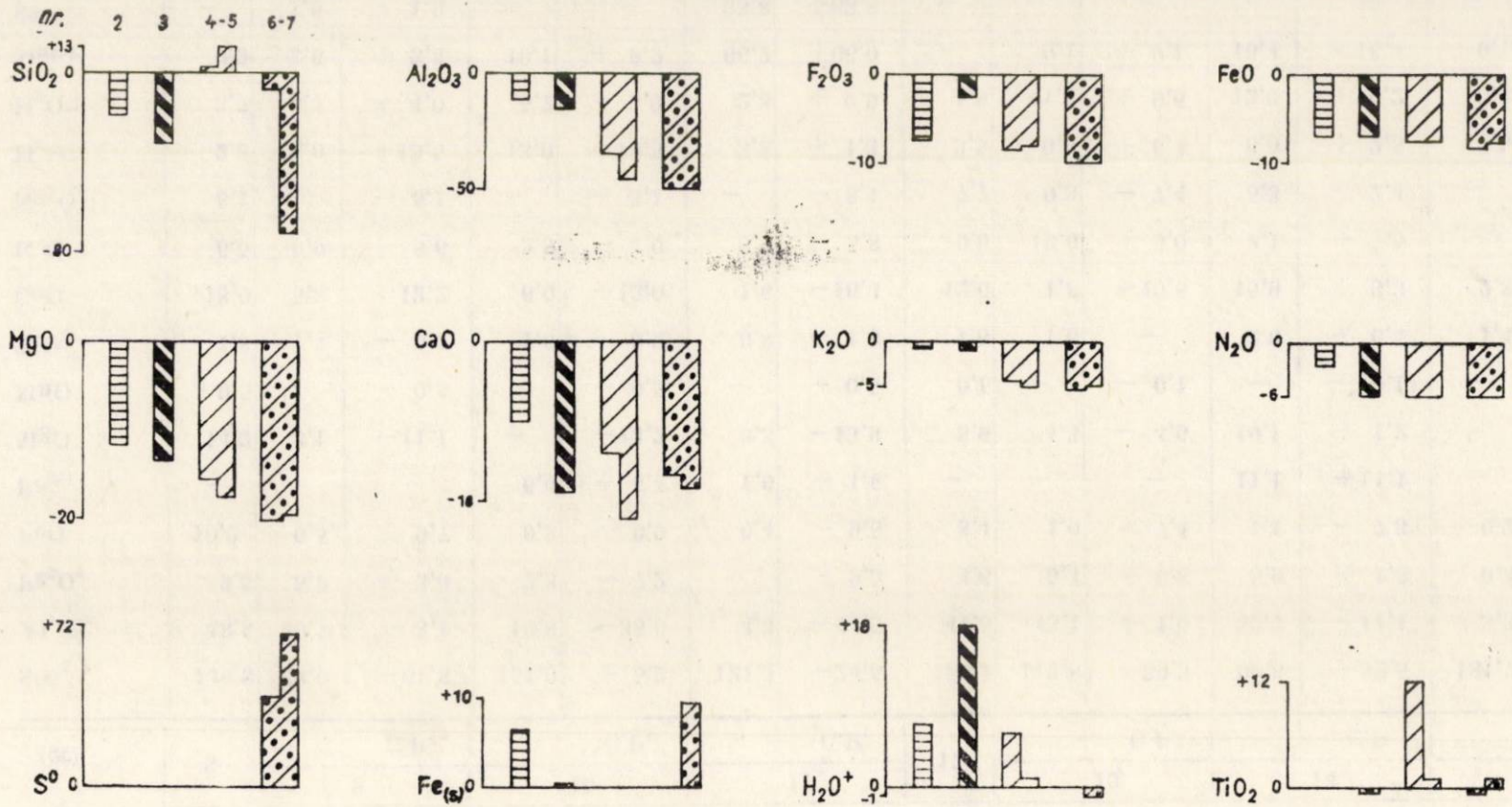


Fig. 5. — Diagrame de bilanț al oxizilor (± g/100 cm³) în andezite transformate cu depozite de sulf.

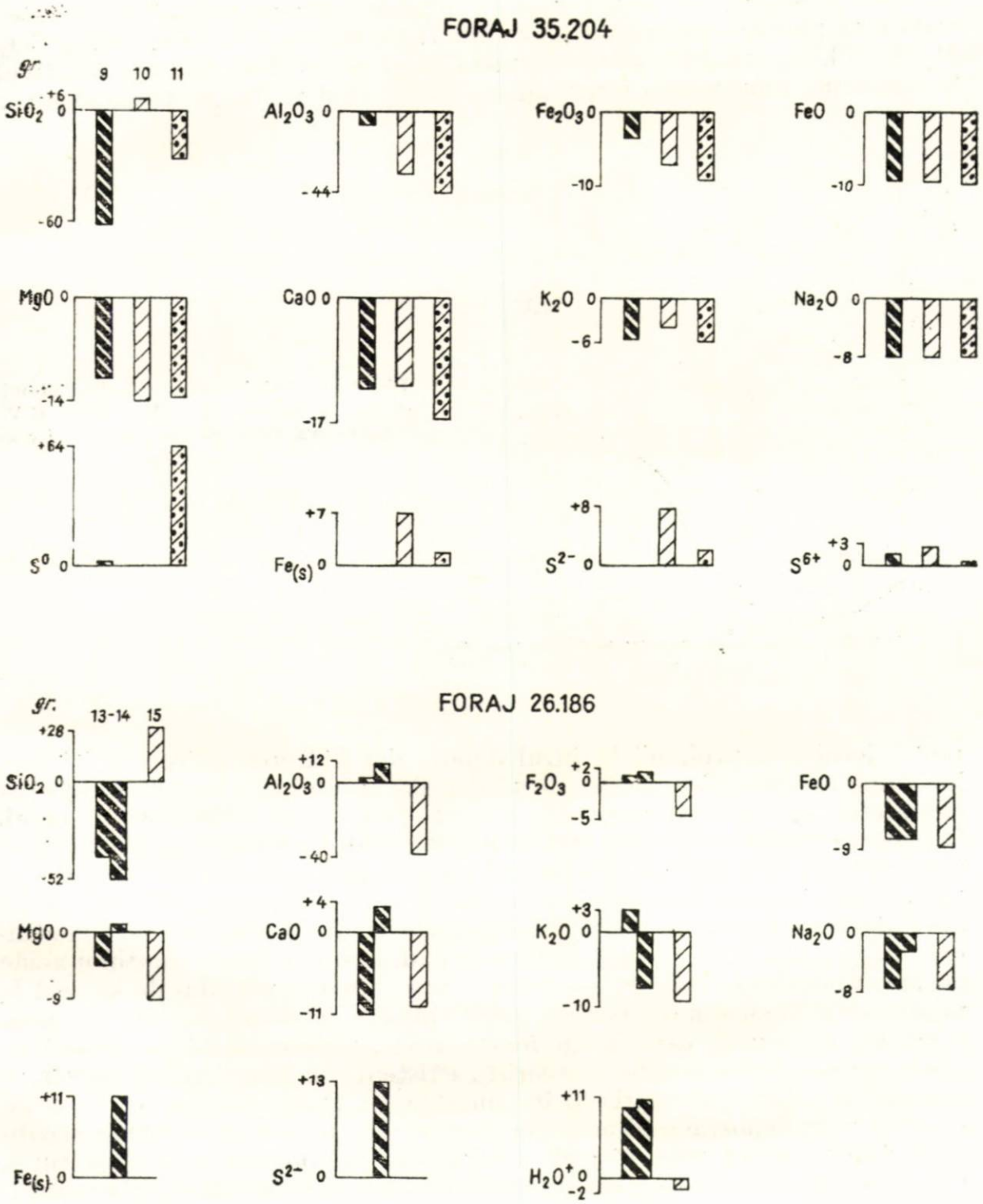


Fig. 6. — Diagrame de bilanț al oxizilor (± g/100 cm³) în andezite transformate cu depozite de sulf.

tența unei soluții ascendente acide, 2) presiunea și temperatura constantă și 3) pH-ul soluției variabil.

Se presupune că soluția gazoasă ascendentă care a însoțit activitatea vulcanică pleistocenă era compusă din H_2O, SO_4H_2, CO_2, SH_2, SO_2, SO_3, H_2, N_2, Cl, O_2, sulfați și elemente metalice și nemetalice. Aceasta a activat în condițiile unui mediu puțin adînc, pătrunzînd pe liniile de slabă rezis-

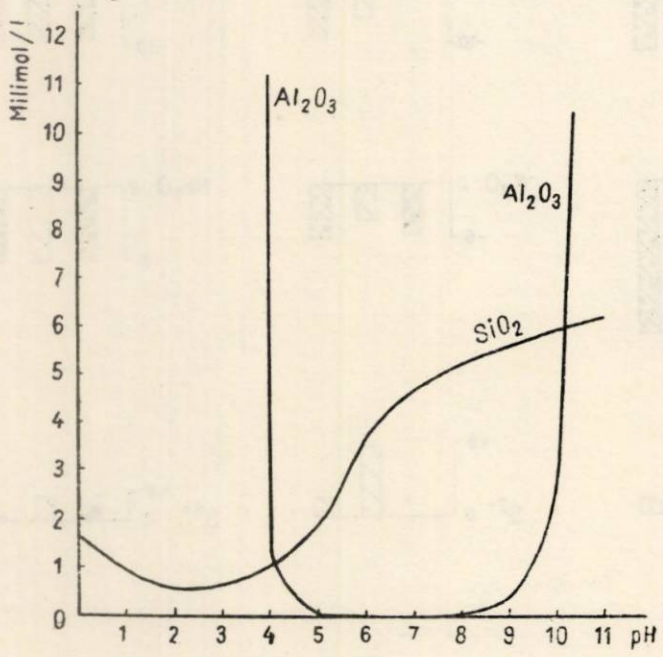


Fig. 7. — Solubilitatea silicei și aluminiului în funcție de pH (după C.W. Correns, citat de H. Mukaiyama, 1959).

tență, localizate probabil în jurul depozitelor hidrotermalizate existente. Evoluînd în condițiile specifice ale unui mediu geotermic situat în apropierea suprafeței, nici presiunea și nici temperatura nu au influențat procesul. Calcularea gradientului termic în halourile de alterare din jurul depozitelor mineralizate a arătat că gradientul temperatură este invariabil, ceea ce indică ineficiența sa în decursul alterării. Modificarea proprietăților chimice ale fluidelor este însă esențială pentru acest tip de proces. Această modificare derivă din două situații distincte : 1) din interacțiunea soluțiilor acide cu roca andezitică, ceea ce provoacă o modificare a pH-ului de la acid la neutru, la slab alcalin (de la zona silicifiată spre exterior) și 2) din oxidarea soluțiilor endogene, care devin foarte acide, provocată de amestecul cu apele subterane de origine meteorică, existente în sistemul hidrogeologic superficial; din intervenția prin amestec cu apele supergene, care au circulat prin depozitele piroclastice permeabile, a derivat o soluție secundară foarte activă prin efectele levigării și productivă în același timp, deoarece a favorizat reacțiile care au condus la formarea sulfului și a sulfurilor de fier.

În partea superioară a zăcămintelor de sulf, prin fenomene subsecvente de oxidare și hidroliză, s-a redepus fierul, migrat din părțile mai adînci, sub formă de hidroxizi.

În prezentarea considerațiilor genetice asupra zăcămîntului de sulf din caldera Căliman vom urmări următoarea schemă de evoluție a procesu-

lui metasomatic hidrotermal, bazată pe rezultatele prezentate anterior şi datele din literatură.

Stadiul I	soluţie hidrotermală sterilă	pH acid → neutru → slab alcalin zonă de slabă transformare zonă cloritizată zonă argilizată
Stadiul II	soluţie hidrotermală + soluţie supergenă ↓ soluţie secundară productivă	pH acid zonă silicifiată depozite de minereu : sulf, sulfuri de fier
Stadiul III	soluţie supergenă + soluţie secundară	depozite de minereu : hidroxizi de fier

Stadiul I. Într-un stadiu timpuriu, care precede silicifierea, soluţii gazoase acide sterile, descărcate pe locurile de formare a rocilor silicifiate, au pătruns în rocile înconjurătoare cu care au intrat în reacţie. Interacţiunea dintre soluţie şi rocă s-a repetat probabil de mai multe ori, ceea ce a

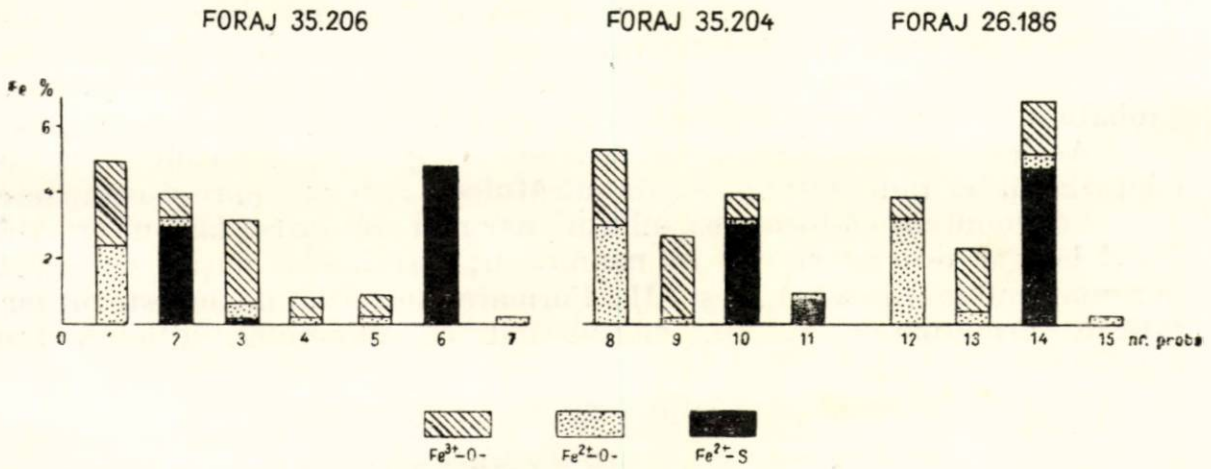


Fig. 8. — Diagrama de variaţie a conţinuturilor în fier.

provocat o reducere a acidităţii, soluţiile devenind neutre sau slab alcaline. Din această interacţiune a rezultat formarea de clorit, hidrobiotit, sericit şi calcit din zona de slabă transformare şi cloritizare şi de montmorillonit în partea externă a zonei argilizate. Pe locurile de formare a montmorillonitului, soluţii neutralizante îndepărtează parţial Ca^{2+} şi Mg^{2+}, transformîndu-l în caolinit, cu care poate coexista.

Stadiul II corespunde cu intensificarea procesului de argilizare, silicifierii maxime şi formării depozitelor de sulf ± sulfuri de fier. În urma amestecului soluţiei primare cu apele supergene oxidante [6],

$$SH_2 + 2O_2 = SO_4H_2$$

[6] Toate reacţiile pe care le vom cita au fost folosite de T. T a k e u c h i şi colab. (1966) pentru a explica geneza sulfului şi sulfurilor de fier din nordul Japoniei.

aciditatea și implicit activitatea soluției secundare crește foarte mult. Rezultatul reacțiilor dintre această soluție și mediul înconjurător este o puternică silicifiere, ca urmare a levigării foarte intense; majoritatea constituenților chimici sînt solubilizați ca sulfați, iar silicea în mediu de acid sulfuric alcătuiește un gel insolubil, stabil la pH acid. În contact cu mineralele argilitice, SiO_2 se poate combina cu aluminiul levigat pentru a forma caolinitul. În același timp, sub acțiunea SO_4H_2, caolinitul se poate descompune în sulfat de aluminiu, care este levigat, și gel de silice, care constituie un produs remanent stabil.

$$Al_2O_3 .2SiO_2.2H_2O + 3H_2SO_4 = Al_2(SO_4)_3 + 2SiO_2.H_2O + 3H_2O.$$

Se presupune că potasiul levigat se combină cu sulfatul de aluminiu, cu care formează alunitul. După T. S u d o (citat de P. Y. C h e n, 1961), primul produs al silicei rămase *in situ* a fost opalul, care prin recristalizare a trecut în cristobalit și apoi în cuarț.

Depozitele de minereu constituite din sulf însoțit de sulfuri de fier s-au format subsecvent acțiunii de levigare acidă. Sulful a derivat din oxidarea SH_2 din soluții sau din combinarea acestuia cu acid sulfuric.

$$2\ SH_2 + O_2 = 2\ H_2O + {}_2S$$

$$3\ SH_2 + SO_4H_2 = 4\ H_2O + {}_4S$$

Sulful astfel format impregnează prin diseminare agregatele poroase constituite din opal, α cristobalit sau cuarț. S-a constatat că sulfurizarea este însoțită de o scădere a conținutului în SiO_2; aceasta se datorește probabil micșorării acidității soluțiilor care favorizează solubilizarea silicei.

Aceleași reacții se produc și pe fisuri sau golurile de dizolvare ale rocilor silicifiate, unde sulful precipitat alcătuiește agregate pure și compacte.

Concomitent cu formarea sulfului, dar mai ales într-o fază ulterioară, fierul levigat este precipitat ca melnicovit, pirită, mai puțin marcasită, în urma combinării cu SO_4H_2 și SH_2. Formarea sulfurilor de fier este prezentată în următoarele reacții, considerînd că mineralul inițial a fost magnetita:

$$FeO.Fe_2O_3 + SO_4H_2 = SO_4\,Fe + Fe_2O_3 + H_2O$$

$$Fe_2O_3 + 2\ SO_4H_2 + SH_2 = 2\ SO_4Fe + {}_3H_2O + S$$

$$SO_4Fe + SH_2 + S = SO_4H_2 + FeS_2$$

Stadiul III corespunde cu formarea mineralizației de hidroxizi de fier. Soluțiile sulfurice slab acide, care ajung prin circulație ascensională la nivelele superioare ale zonei silicifiate, conțin fier levigat din zonele alterate; prin oxidare completă și reacții de hidroliză, fierul se redepune ca hidroxizi slab cristalizați.

CONCLUZII

1) Depozitele de sulf din sudul calderei Căliman (partea nordică a lanțului vulcanic Călimani-Gurghiu-Harghita) sînt cantonate în andezite cu hipersten și augit, sporadic hornblendă — lave și piroclastite — de vîrstă pleistocenă.

2) Mineralizaţia, distribuită sub formă de strate şi lentile, este alcătuită din sulf însoţit frecvent de sulfuri de fier (melnicovit, pirită, marcasită) între 60 şi 300 m şi hidroxizi de fier slab cristalizaţi între 0 şi 80 m. Numai sulful are importanţă economică.

3) Aureola de alterare arată un aranjament zonal, uneori simetric. De la exterior spre interior zonele de transformare se succedă astfel: zonă slab transformată — zonă cloritizată — zonă argilizată — zonă silicifiată; ultima include depozitele de minereu.

4) Procesul de alterare şi mineralizare a avut loc la volum constant. Levigarea cationilor este mult mai puternică decît aportul de apă şi sulf, de origine magmatică. Gradul de mobilitate al cationilor este controlat atît de potenţialul ionic, cît şi de pH-ul soluţiilor care creşte de la centru spre exterior. Zona silicifiată reprezintă concentrarea *in situ* a silicei originare, după levigarea tuturor componenţilor. Tot aici mai pot fi fixate Al^{3+}, K^{+} şi Ca^{2+}, pentru a forma caolinit, alunit, respectiv gips (nesemnificativ). Fierul primar este în parte levigat, în parte redepus ca sulfuri şi hidroxizi de fier.

5) Geneza depozitelor de sulf şi sulfuri de fier este următoarea: soluţii gazoase ascendente acide, pătrunse în rocile din apropierea suprafeţei, au reacţionat cu acestea, formîndu-se zona slab transformată — zona cloritizată — zona argilizată. Amestecate cu apele subterane, aceste soluţii s-au oxidat intens şi s-au transformat într-o soluţie secundară, sub acţiunea căreia s-au produs intensificarea argilizării, silicifierea şi mineralizarea. În partea superioară a zăcămîntului, prin fenomene de oxidare şi hidroliză intense, s-au format acumulările cu hidroxizi de fier.

6) Depozitele de minereu s-au format ca depozite metasomatice epitermale de tipul înlocuire şi diseminare.

GEOCHEMISTRY OF ALTERATION AND MINERALIZATION PROCESSES WITHIN ORE DEPOSITS OF NATIVE SULPHUR FROM THE CĂLIMAN CALDERA

SUMMARY

The deposit of native sulphur from the Pleistocene Căliman Caldera is the single one in Romania which has a volcanic origin.

The geothermal area is located in the Pleistocene pyroxenic andesites and includes sulphur, iron sulphides and iron hydroxides. It is only the sulphur that is of economical interest.

Alteration and mineralization processes have subsequently acted upon the original craterail products — lavas and pyroclastites — of andesitic nature. The alteration processes have taken place in the following order disposed from outside towards inside: weak alteration, chloritization, argillization and silicification. They have constituted four zones displaying a corresponding alteration and a zonal, ocasionnaly symmetrical arrangement. Subsequently the metallogenetical activity has constituted by forming native sulphur and iron sulphides, an epithermal mineralization of the replacement by impregnation type. The main mineralization

consists of sulphur frequently associated with melnicovite, pyrite, sporadically marcassite which replace by impregnation the silicified andesites. In the upper part of the ore deposit the latest processes have led to the concentration of iron hydroxides (small-sized lenses).

The control factors in location of hydrothermalized zones and ore deposites are : a fracture system which constituted acces ways for endogenous solutions and the stratovolcanic structure which facilitated the lateral circulation of solutions controlling, both the stratiform morphology of deposits and their arrangement, that corresponds to the existent topographical surface during the development of the volcanic activity (Fig. 1).

The mineralogical composition of alteration zones and ore deposits is shown in table from the page 322.

The mineralogical sequence (Fig. 2) illustrates the continuous development of alteration and mineralization processes.

The occurence of fresh, altered and mineralized rocks is as follows : andesites bearing hypersthene and augite, sporadically hornblende, appear in a fresh state in the lower and upper parts of the hydrothermalized area, marking the vertical extension of the hydrothermal process, and rather frequently as relicts within the area. The weak alteration zone is scarcely widespread and is composed of hydrothermal and magmatic materials. The chloritized zone is weakly developed and is especially located in deep-seated pyroclastic levels. The clayed zone is strongly developed in the foot--wall side (with montmorillonite), and the hanging wall side (progressively substituted for montmorillonite in the outer part and kaolinite at the contact with silicified rocks) of the silicified zone. The silicified zone associated with the mineralization comprises the greatest bulk of rocks. The ore deposits which have formed subsequently to the alteration zone are distributed depending on depth as follows : native sulphur ranging from 60 m to 300 m, iron sulphides not uniformly distributed but with a tendency to concentrate as a function of depth, and the iron hydroxides with a separate occurrence in the lower part ranging from 0 m to 80 m. Subsidiarily the sulphur sublimation concentrated towards the surface does occur underlying the iron hydroxide level.

The alteration process took place in a constant volume since the detail structure — porphyric or pyroclastic — so as the stratovolcanic structure are preserved ; the aggregates of neominerals present replacement structures ; the fissures are insignificant as compared to the mass of altered rocks ; initial contact between rocks is maintained ; the apparent volume remained constant.

The geochemistry of the alteration and mineralization process was investigated in three drillings (32.206, 35.204 and 26.186) wherein the spatial sequence of neoproducts tallies with the genetical one. The mineralogical normative composition (C. I. P. W.) of andesites (samples no 1,8 and 12) is shown in the Table 1. Tables 2 and 3 and diagrams from Figures 3 and 4(I = thickness in meters ; II = no of sample) comprise the chemical composition of rocks. Tables 4 and 5 (C = gain ; P = loss) and diagrams from Figures 5 and 6 represent the data of the balance comprising $\pm$ grams of oxides (in the unit of volume of 100 cm^3) referred to fresh rocks. Chemi-

cally the transformations are characterized by an intensive levigation. Large amounts of Na, Mg, Ca, Fe and a part of Al were removed from the original rock, remaining silicium in the greatest part of altered rocks. These losses are excedentary as compared to the supply of water and sulphur (in native state, as iron sulphides, and in a very small amount as sulphates). Levigation increases the porosity of altered rocks thus reducing the apparent density which can increase only in mineralized zones by filling the free spaces with ore (sulphur $\pm$iron sulphides). SiO_2 is weakly mobilized within zones of weak alteration and argillization, and concentrated within silicified zones by reorganization of residual SiO_2 at the same volume of rock, but with a density diminished by porosity. Al_2O_3 displays a converse behaviour being levigated in the silicified zone where it remains only in the presence of alunite. TiO_2 nearly constant in all these zones; some high concentrations are determined by the rutile from silicified rocks (sample no 4), and the loss in a case of mineralization (sample no 11). As a function of the redox conditions (Fig. 8 illustrates the variation of iron in different forms of oxidation and combinations) a part of iron oxides from silicates is levigated, and another redeposited as Fe_2S, Na_2O, MgO, K_2O and CaO are progressively levigated; only K_2O and CaO may be occasionally retained by alunite and gypsum. As regards the mobility of elements the ionic potential is determining.

Premises as to the existence of such a postvolcanic process are: an acid ascendent solution; constant pressure and temperature and the pH of the solution variable. The initial acid pH is modified both owing to the interaction between solution and rock (when it may become weakly alkaline), and as a result of the oxidation reactions at the contact with meteoric underground waters (when its acidity rises even more). To these variations of pH are corresponding, when dealing with extreme values, the weak alteration zone and the silicified one. The secondary solution proved to be very active due to its levigation effects, and productive owing to the formation of sulphur and iron sulphide mineralizations. Following stages are distinguished: stage I, early, tallies with zones of weak alteration, chloritization and argillization (with montmorillonite); stage II tallies with the intensification of argillization (with kaolinite) with silicification and formation of sulphur and iron sulphide deposits; stage III, late, includes the iron hydroxide mineralization subsequently formed at the surface by oxidation and hydrolysis processes.

The sulphur ore deposit from the Căliman Caldera presents quite a few similar features with epithermal deposits of the replacement by impregnation type from Japan and Taiwan.

BIBLIOGRAFIE

Brana V. (1967), *Zăcămintele nemetalifere din România*, Edit. tehnică, București.

Chen P. Y. (1961), *Post volcanic alteration of andesite lavas and pyroclasts in Tatun volcanic group, Taipei-Hsien, Taiwan*, Acta Geol. Taiwanica, Taiwan.

Iwao S., Kishimoto F. (1954), *Wall rock alteration of the Kosaka mine, Akita prefecture*, Japan. Report No. 162, Geol. Survey of Japan.

MUKAIYAMA H. (1959), *Genesis of sulphur deposits in Japan*, Jour. of Fac. of Science Univ. of Tokyo, secţia a II-a, **XI**.

STANCIU CONSTANTINA, MEDEŞAN ALEXANDRINA (1971), *Argilizarea hidrotermală asociată depozitelor de sulf nativ din caldera Căliman*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **16**, *1*.

TAKEUCHI T., TAKAHASHI I., ABE H. (1966), *Wall-rock alteration and genesis of sulphur and iron sulphide deposits in northen Japan*, The Science Reports of the Tohoku University, seria a III-a, **IX**, *3*.

TAN L. P. (1959), *The sulphur-melnicovite deposits of the Szehuangtzeping area*, Taipeihsien, Taiwan. Geological Society of China, *2*.

TEODORU I., TEODORU CAMELIA (1966), *Faciesuri de metamorfism hidrotermal în caldera Munţilor Călimani*, D. S. Com. Stat. Geol., **LII**/1.

Primit în redacţie la 10 mai 1971.

Institutul geologic

STUDIUL MINERALOGIC AL MINEREULUI DE LA BĂLAN

DE

Acad. N. PETRULIAN, LIVIA STECLACI, FLORICA OROVEANU

55 (05)

În cuprinsul zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali apar numeroase mineralizaţii de pirită cupriferă, uneori adevărate zăcăminte, ce se înşiră discontinuu pe o lungime de aproape 200 km, începînd de la Burloaia, la nord-vest, peste Pojorîta, Crucea, Leşul Ursului, pînă la sud de Bălan.

Studiul de faţă se referă la aria mineralizată reprezentînd zăcămîntul Bălan, care cuprinde mina Bălan, sectorul nordic (Olt şi Ruţoc), precum şi cel sudic (Fagul Cetăţii).

Regiunea minieră este situată la sud-vest de oraşul Gheorghieni, prezintă un caracter muntos cu înălţimi cuprinse între 800 şi 1 700 m, cu o hidrografie redusă la rîul Olt şi cîţiva afluenţi minori.

1. CONSIDERAŢIUNI GEOLOGICE

Aria mineralizată se încadrează în zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali, în partea sudică, din care lipsesc, datorită eroziunii, formaţiunile sedimentare mezozoice.

Regiunea a făcut obiectul a numeroase cercetări geologice şi petrografice (I. Băncilă, 1928; H. Kräutner, 1965), dintre care menţionăm studiul efectuat în 1959 de I. Samoilă[1] şi în 1968 de Maria Mihăilă[2]. Din aceste lucrări rezultă că această regiune, în care sînt cuprinse mineralizaţiile metalifere, este constituită din şisturi cristaline epimetamorfice, provenite din formaţiuni terigene şi tufogene, ultimele fiind produse ale vulcanismului iniţial de geosinclinal, metamorfozate regional. Dintre varietăţile de şisturi cristaline prezente, menţionăm pe cele care au rolul de roci-gazdă ale mineralizaţiilor din regiune, şi anume : şisturi sericito-

[1] *Studiul mineralizaţiei piritoase şi cuprifere din zăcămintele Şipoş şi Carol de la Bălan*, raport asupra lucrărilor geologice, T.P.E.M.N.

[2] Lucrarea este cuprinsă în *Studiul mineralogic, geochimic şi genetic al zăcămîntului de la Bălan*, arh. T.P.E.M.N.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 2, p. 343–352, Bucureşti, 1971

cloritoase cuarţoase, uneori grafitoase, şisturi cloritoase cu o răspîndire apreciabilă, reprezentate prin şisturi cloritoase cu pirită, cu epidot, cloritoase-cuarţoase, constituind roca-gazdă permanentă, mai ales în orizonturile mai adînci. Rocile porfirogene se găsesc mai des în cuprinsul minei Bălan, formînd acoperişul mineralizaţiei; ele mai păstrează urmele alterărilor hidrotermale (silicifieri, carbonatări). În şisturile cristaline din zona minei Bălan se găsesc numeroase lentile şi filonaşe de cuarţ, ca intercalaţii concordante; uneori aceste filonaşe străbat rocile înconjurătoare.

2. STUDIUL MINERALIZAŢIEI

Mineralizaţiile din regiunea Bălan (mina, sectoarele nordic şi sudic) prezintă asemănări destul de mari pentru a putea permite o descriere unică.

În mineralizaţia de la Bălan se pot distinge, prin analogie cu mineralizaţia din zăcămîntul de la Leşul Ursului, Burloaia şi Fundul Moldovei, două tipuri de minereu : compact şi de impregnaţie. Primul tip, cu răspîndire şi dimensiuni reduse, se prezintă în benzi de maxim 8 cm lungime şi obişnuit 0,1 — 1 cm lăţime, concordante cu şistuozitatea şi cutîndu-se împreună cu rocile-gazdă. Minereul compact se caracterizează prin predominanţa piritei şi absenţa mineralelor de gangă. Minereul de impregnaţie este preponderent şi constă din cuiburi şi filonaşe de diverse dimensiuni (de la cîţiva milimetri la centimetri), formate din calcopirită şi subordonat din pirită, asociate cu cuarţ şi mai rar cu carbonaţi. Şi acest tip de minereu este intercalat concordant în şisturile cristaline, însă în unele porţiuni din zăcămînt mineralizaţia traversează şisturile perpendicular sau oblic.

În ansamblu, mineralizaţia este destul de monotonă atît ca textură, cît şi ca compoziţie mineralogică, diferenţele fiind în special cantitative.

Textura predominantă, în cazul minereului de impregnaţie, este cea şistoasă, iar în cazul minereului compact, cea masivă. Dacă urmărim însă textura pe ansamblul mineralizaţiei se constată că zonele cu textură masivă reprezintă de fapt porţiuni ale unei largi texturi şistoase.

Structura minereului este microgranulară, în cazul minereului compact, şi macrogranulară, în cazul cuiburilor de cuarţ sterile, sau conţinînd cuiburi şi vinişoare de calcopirită sau pirită cu frecvente fenomene de blasteză.

Compoziţia mineralogică este reprezentată macroscopic numai prin pirită, calcopirită, cuarţ, calcită şi minerale ale rocilor-gazdă.

3. DESCRIEREA MINERALELOR

Deşi macroscopic compoziţia mineralogică apare foarte simplă, studiul calcografic al mineralizaţiei din mina Bălan, ca şi din sectoarele Ruţoc, la nord de mină, şi Fagul Cetăţii, la sud, a pus în evidenţă o varietate mult mai mare de minerale. Mineralele metalice enumerate în ordine descrescătoare a abundenţei sînt : pirită, calcopirită, blendă, magnetită, galenă, teallit, argint nativ, tetraedrit, bournonit, şemşeyit (jamesonit) şi aur, ca minerale primare, şi bornit, calcozină, covelină şi limonit, ca minerale secundare. Mineralele de gangă determinate sînt : cuarţ, carbonaţi (calcit,

siderit şi dolomit), minerale din rocile-gazdă (clorit, sericit, minerale argiloase), subordonat ilmenit şi rutil şi, cu totul sporadic, grafit.

a. MINERALE METALICE

Frecvenţa relativă a mineralelor metalice, determinată în baza studiului microscopic, şi repartizarea lor în diversele porţiuni ale zăcămîntului, ca şi pe adîncime, sînt redate în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Repartizarea principalelor minerale în mina Bălan şi în sectoarele nord şi sud

Nr. crt.	Mineralul	Mina Bălan						Sect. nord		Sect. sud
		oriz. −135	oriz. −85	oriz. −50	oriz. Antoniu	oriz. +50	oriz. Wetter	Ruţoc	Olt	Fagul Cetăţii
1	Pirită	× × ×	× × × ×	× × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × ×
2	Calcopirită	× × × ×	× × ×	× × × ×	× × ×	× × ×	× × ×	× × ×	× × ×	× × × ×
3	Blendă	×	× ×	—	×	× ×	× × ×	× ×	×	× ×
4	Magnetită	× ×	× ×	× ×	—	—	× ×	—	—	—
5	Min. de Ti	× ×	× ×	× ×	× ×	× ×	× ×	× ×	× ×	× ×
6	Galenă	—	×	—	—	—	× ×	—	×	×
7	Teallit	×	×	×	—	×	×	×	×	×
8	Ag. nativ	×	×	×	—	×	×	×	×	×
9	Tetraedrit	×	—	—	—	—	× ×	×	×	×
10	Bournonit	—	—	—	—	—	×	—	×	×
11	Jamesonit	×	×	—	—	—	—	×	—	—
12	Au nativ	×	—	—	—	—	×	—	×	—
13	Calcopirotină-cubanit	—	—	—	—	—	×	—	—	×
14	Cu nativ	—	—	—	—	—	—	—	—	×
15	Bornit	×	—	× ×	—	—	—	—	×	—
16	Calcozină	—	—	—	—	—	—	—	—	×
17	Covelină	—	—	—	—	—	—	—	—	×
18	Limonit	—	—	—	—	—	—	—	—	×

× sporadic
× × puţin
× × × mult
× × × × predominant.

Pirita — FeS_2 — este mineralul preponderent în aproape toate părţile zăcămîntului.

Macroscopic, pirita se prezintă în granule cu dimensiuni variabile (0,5 — 2 mm), alcătuind frecvent o textură blastoporfirică, mai rar masivă echigranulară. Este localizată în special în şisturile preponderent cloritoase, formînd benzi şi uneori cuiburi. Asociaţia piritei masive cu calcopirita se distinge greu macroscopic, ea fiind indicată doar de culoarea galbenă a minereului. În granule ceva mai mari (atingînd 2—3 mm), pirita este întîlnită în cuiburile de calcopirită şi cuarţ.

Microscopic, pirita este cantonată atît în şistul gazdă, cît şi în cuarţ şi mai puţin în carbonaţi. Ea are moduri diferite de prezentare, după cum apare în minereul compact sau în cel de impregnaţie.

În minereul compact, pirita poate fi întîlnită ca : granule bine dezvoltate (0,5 — 2 mm), idiomorfe, hipidiomorfe şi în special allotriomorfe, situate în cuarţ. Ca mineral casant supus presiunii, prezintă grade diferite de fisurare şi aşchiere (fig. 2 şi 3), fragmentele fiind cimentate cu calcopirită, mai rar cu minerale de gangă şi foarte rar cu blendă şi galenă. Uneori apare clar şi un proces de recristalizare, formîndu-se plaje mari, poligranulare (fig. 1) sau structuri granoblastice (fig. 2). Adesea, granulele de pirită sînt rotunjite prin procese de înlocuire de către alte sulfuri (fig. 4 şi 5).

În minereul compact, pirita este mineralul preponderent, mai ales în mineralizaţia din mina Bălan (orizonturile : — 85, Antoniu, +50 şi Wetter) şi în sectorul Nord (Ruţoc şi Olt).

În minereul „de impregnaţie", pirita se găseşte în cantitate mai mică, adesea chiar subordonată calcopiritei, şi se prezintă ca granule mari (0,5 — — 0,1 mm) idiomorfe sau hipidiomorfe, cantonate obişnuit în calcopirită (fig. 5), mai rar în gangă. Aceste granule pot conţine mici incluziuni rotunjite de calcopirită, blendă sau gangă. În gangă, granulele de pirită pot avea uneori dimensiuni destul de mici (sub 0,03 mm), fiind dispuse neomogen sau în şiruri în roca-gazdă şi în ganga de cuarţ, mai rar de carbonaţi. Pirita se poate găsi şi ca filonaşe fine, insinuate printre grăunţii mineralelor de gangă, pe planele de şistuozitate sau pe fisurile magnetitei (fig. 7). Acest mod de prezentare ne permite să considerăm că în faza hidrotermală a existat şi o generaţie mai nouă de pirită.

În general, pirita din minereul de impregnaţie nu este fisurată. La atacul cu reactivi o parte din granulele mici, allotriomorfe, au arătat o structură clar zonară cu contururi poligonale. Această structură, care reprezintă zone de creştere, este evidenţiată uneori şi de modul cum pătrunde calcopirita în pirită.

Calcopirita — $CuFeS_2$ —. Macroscopic, calcopirita are trei moduri distincte de prezentare, în funcţie de unele asociaţii caracteristice :

— cuiburi de 3 mm — 5 cm cantonate în cuarţ, sau reţele care pătrund pe diaclazele acestuia. Remarcăm dezvoltarea mai mare a plajelor de calcopirită la contactul cuarţ-şist. Această calcopirită pare lipsită de incluziuni sau conţine mici cantităţi de pirită ;

— reţele de filonaşe fine şi dense asociate cu şisturile gazdă, de obicei puternic silicifiate ;

— asociată intim cu pirită masivă, calcopirita se distinge cu ochiul liber numai prin culoarea gălbuie a minereului, din cauza dimensiunilor microscopice ale grăunţilor.

Microscopic, calcopirita este predominantă în minereul de impregnaţie, iar în cel compact este subordonată piritei.

În minereul compact, calcopirita este principalul mineral de cimentare a granulelor de pirită. Avînd o mare plasticitate, ea a putut pătrunde prin „presare" pe cele mai fine fisuri ale acesteia, formînd o reţea de filonaşe foarte fine (fig. 2 şi 3), de ordinul a cîţiva zeci, rar sute de microni sau, dacă spaţiul a permis, s-a putut dezvolta în interstiţiile poligonale dintre granulele ce compun plajele de pirită (fig. 1 şi 4). Tot în minereul compact, calcopirita mai apare şi ca filonaşe mai bine dezvoltate (0,01 — 0,1 mm) ce conţin incluziuni de cuarţ, carbonaţi sau minerale aciculare ale şistului cristalin gazdă.

În minereul de impregnaţie, calcopirita se dezvoltă în plaje, ce pot ajunge la 5—6 mm, care trimit apofize în cuarţul sau şistul înconjurător silicifiat. Aceste apofize se unesc, formînd adesea o reţea care are condiţii bune de dezvoltare în cuarţ mai puţin în şist. Plajele de calcopirită conţin frecvent incluziuni de pirită de diverse dimensiuni, precum şi de minerale de gangă (cuarţ, carbonaţi), sau de rocă-gazdă. În plus, plajele de calcopirită constituie mineralul-gazdă al majorităţii mineralelor metalice. Calcopirita mai poate apare în minereul de impregnaţie şi în granule mai mici (0,01—0,07 mm), alungite sau cu contururi uneori zimţate. Aceste granule se aliniază adesea de-a lungul planelor de şistuozitate, traversînd unele minerale (fig. 8). Uneori se pot determina în mod evident generaţii mai noi de calcopirită, străbătînd ca filonaşe sulfuri mai vechi (pirită şi blendă) şi chiar calcopirita mai veche (fig. 4). Aceste generaţii succesive pot aparţine depunerii iniţiale, însă, mai probabil, „mobilizărilor" din diferitele etape ale procesului de metamorfism.

Rareori se observă în calcopirită existenţa mineralelor hipergene: bornit, calcozină, covelină şi filonaşe de limonit.

Blenda — ZnS — a fost observată numai sub microscop, deoarece se găseşte în cantităţi mici şi ca granule care nu depăşesc 0,5 mm. În marea ei majoritate este localizată în calcopirită. Rareori cimentează grăunţii mici de pirită sau se află ca granule izolate în şist, fiind străbătută de minerale de gangă. În toate cazurile însă, sulfura de zinc conţine incluziuni punctiforme de calcopirită orientate sau nu, ca efect al unui proces de dezamestec; uneori este străbătută de filonaşe fine de calcopirită (fig. 4), ca efect al mobilizării metamorfice. Blenda se mai asociază şi cu tetraedritul (fig. 10), iar de-a lungul contactului lor se observă liziere foarte fine de calcopirită, probabil mai tînără. Sporadic, sulfura de zinc conţine incluziuni foarte mici de galenă.

Magnetita — $Fe_2O_3.FeO$ — apare în granule destul de bine dezvoltate, ajungînd pînă la 2 mm, uneori aproape idiomorfe, mai frecvent însă cu contururile rotunjite prin corodare (fig. 7). Este cantonată în calcopirită sau la contactul acesteia cu mineralele de gangă, fiind aproape întotdeauna puternic fisurată. De obicei, pe marginea fisurilor din magnetită există o lizieră fină de pirită, iar în fisură a pătruns calcopirită şi minerale de gangă (fig. 7).

Galena —PbS — se găseşte în cantitate cu totul neînsemnată şi numai în anumite orizonturi ale minei Bălan (—85, Wetter), apoi în sectoarele Olt şi Fagul Cetăţii, întotdeauna însă în granule foarte fine, incluse în blendă, sau în calcopirită şi mai puţin în pirită. În asociaţie cu tetraedritul, ea formează reţele fine care se insinuează printre grăunţii plajelor de carbonaţi (fig. 10). Granulele fine de galenă, cantonate în şistul cristalin-gazdă, sînt adesea străbătute de minerale aciculare de gangă.

Teallitul — $PbS.SnS_2$ —. Analizele au pus în evidenţă prezenţa staniului, pe care unii cercetători o consideră datorită casiteritei. Studiind minereul pe un număr mare de secţiuni, nu am întîlnit nici odată acest mineral. În schimb a fost pus în evidenţă teallitul, asociat în permanenţă cu argint nativ. Această asociaţie caracterizează unele zăcăminte importante de Sn şi Ag (Bolivia, H. Moritz şi F. Ahlfeld, 1933), iar în minereul cercetat explică existenţa concomitentă a Sn şi Ag semnalată de analizele chimice.

Teallitul se găseşte în grăunţi mici, uneori alungiţi (fig. 5), cantonaţi întotdeauna în calcopirită. Are o culoare cenuşie deschisă, relief scăzut şi este foarte slab anizotrop. El conţine constant granule fine de argint nativ, cu totul sporadic, mici incluziuni de tetraedrit. Contactul teallitului cu calcopirita şi cu mineralele de gangă este de obicei foarte „dantelt" (fig. 6). Precizăm că acest mineral se întîlneşte atît în minereul compact, cît şi în cel de impregnaţie.

Argintul nativ — Ag — apare ca grăunţi de ordinul zecilor de microni incluşi în teallit, avînd contururi forte sinuoase şi o frecvenţă destul de mare. În mod obişnuit, granulele de argint nu sînt orientate, însă uneori există o evidentă tendinţă de aliniere (fig. 5). Într-un singur caz, au fost întîlnite granule de argint nativ mai mari (0,01—0,05 mm), într-o plajă ceva mai dezvoltată de teallit (fig. 6).

Tetraedritul — $(Cu, Fe, Zn, Ag)_{12}$ $(Sb, As)_4S_{13}$ — se găseşte şi el în cantitate extrem de mică. În general formează granule foarte fine, asociate cu toate sulfurile şi sulfosărurile existente în minereu.

Este ceva mai frecvent în minereul provenit din mina Bălan (orizontul Wetter) unde, cu totul local, apare chiar în grăunţi mai bine dezvoltaţi (fig. 10), asociaţi cu calcopirită şi cu blendă. De obicei, la limita tetraedrit-blendă se găsesc liziere fine de calcopirită. După cum s-a menţionat, tetraedritul formează împreună cu galena reţele care pătrund printre cristalele de carbonaţi (fig. 11).

Bournonitul — $CuPbSbS_3$ — se găseşte cu totul sporadic, asociat atît cu calcopirită, cît şi cu tetraedrit. În asociaţie cu calcopirita, pe care o substituie în parte, pătrunde pe rosturile grăunţilor de pirită, jucînd rolul de liant.

Jamesonitul — $Pb_4FeSb_6S_{14}$ — apare şi el în cantitate cu totul neînsemnată, ca grăunţi mici, puternic anizotropi, localizaţi în calcopirită.

Aurul — Au — a fost întîlnit sporadic, ca granule foarte mici, asociat numai cu calcopirită sau pe contactul ei cu tetraedritul (fig. 9).

Asociaţia calcopirotină ($CuFe_4S_5$) — cubanit ($CuFe_2S_3$) a fost observată la microsop, de obicei în granule foarte fine (zeci de microni), în minereul din orizontul Wetter şi de la Fagul Cetăţii. Numai în mod cu totul excepţional, granulele ating 0,1—0,3 mm. Asociaţia calcopirotină-cubanit este găzduită exclusiv în calcopirită sau la contactul acesteia cu ganga şi are două moduri de prezentare : în probele de la orizontul Wetter, unde granulele sînt ceva mai mari şi uneori idiomorfe (fig. 12), cele două minerale formează concreşteri grafice, în care calcopirita este străbătută orientat, după 2—3 direcţii, de baghete subţiri de cubanit, pe centrul cărora pătrund filonaşe extrem de fine de calcopirită (fig. 13). În minereul de la Fagul Cetăţii, plajele de calcopirită conţin incluziuni foarte mici, cu contur neregulat, format din alternanţe de baghete de calcopirotină cu baghete ceva mai subţiri de cubanit (fig. 14). Modul de prezentare sugerează faptul că un grăunte mai bine dezvoltat a fost sfărîmat, iar fragmentele au fost recimentate de o nouă depunere de calcopirită.

Asociaţia calcopirotină-cubanit, după indicaţiile literaturii, se poate forma în condiţiile unui proces de metamorfism regional, prin reacţia

dintre calcopirită și pirotină, la o temperatură de circa 240°C (H. Borchert, 1934; P. Ramdohr, 1960).

În minereul de la Bălan au mai fost întîlnite, în cantitate foarte mică, o serie de minerale secundare, formate în diverse condiții de alterare, ca: bornit, calcozină, covelină și limonit. Acestea se prezintă ca liziere pe marginea mineralelor pe contul cărora s-au format — calcopirita și pirita.

b. MINERALE DE GANGĂ

Cuarțul — SiO_2 —. Observațiile macroscopice, ca și cele microscopice, arată că mineralul de gangă predominant în întregul zăcămînt este cuarțul. Acesta are moduri variate de prezentare și este depus în etape diferite și în condiții diverse. Se poate distinge: cuarț ca intercalații milimetrice, de culoare albă la cenușie, în rocile-gazdă; este de obicei lipsit de mineralizație și numai întîmplător găzduind rare și mici granule de pirită și sporadic de calcopirită; cuarț ca filoane, filonașe și lentile de dimensiuni centimetrice, rar decimetrice, fisurate, dispuse concordant sau discordant în roca-gazdă. Acest cuarț este uneori steril, alteori însoțește mineralizația. Mineralele metalice, în special calcopirita, prinse în această varietate de cuarț se dezvoltă în plaje mari, cu ramificații datorite mobilizării metamorfice.

În ansamblu, cuarțul mai conține, pe lîngă sulfuri, incluziuni de carbonați, feldspați și minerale provenite din roca-gazdă.

Carbonații (în special calcita — $CaCO_3$ —) sînt mai puțin răspîndiți decît cuarțul, constituind totuși minerale de gangă importante cantitativ. Dintre carbonați predomină calcita, care însoțește uneori calcopirita; au mai fost semnalate siderita și dolomita. Carbonații aparțin la mai multe generații, în general mai noi decît cuarțul, unele din ele fiind ulterioare mineralizației metalice.

Mineralele de Ti întîlnite în minereu, aparținînd însă rocilor-gazdă, sînt reprezentate prin ilmenit ($FeTiO_3$), transformat parțial sau total în rutil (TiO_2). Se prezintă în granule rotunjite, lamelare sau aciculare, asociate uneori destul de strîns cu pirită și calcopirită, care le înlocuiește frecvent (fig. 8).

Grafitul apare cu totul sporadic, în paiete fine între mineralele de gangă din minereu.

Celelalte minerale de gangă sînt reprezentate prin mineralele obișnuite ale șisturilor cristaline-gazdă.

4. CONSIDERAȚII GENETICE

Cercetările geologice efectuate în ariile mineralizate ale zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali (H. Kräutner, 1965; N. Petrulian și colab., 1966 *a* și *b*) au stabilit că rocile-gazdă reprezintă produse ale unui vulcanism inițial cu caracter acid și bazic, care s-a manifestat în geosinclinalul precambrian. În studiul efectuat

asupra zăcămîntului de la Leşul Ursului (N. Petrulian şi colab., 1966 *a* şi *b*) au fost prezentate numeroase argumente de ordin mineralogic şi geochimic, care au dus la concluzia că zăcămîntul citat este de origine hidrotermală-mezotermală, metamorfozat ulterior, simultan cu rocile-gazdă.

Dată fiind marea asemănare dintre toate mineralizaţiile de sulfuri în şisturi cristaline, începînd de la Burloaia pînă la Bălan, privind geologia, petrografia, forma de zăcămînt, ca şi compoziţia mineralogică şi paragenezele, considerăm că concluziile genetice asupra zăcămîntului de la Leşul Ursului au deplină valabilitate şi pentru zăcămîntul de la Bălan. Menţionăm totuşi unele diferenţe neesenţiale, mai mult calitative. Astfel, varietatea de minereu compact este mult mai puţin răspîndită la Bălan, pe cînd minereul de impregnaţie este mult mai abundent. Ca urmare, şi forma de ansamblu a zăcămîntului de la Bălan este mai greu de definit. În ceea ce priveşte compoziţia mineralogică, sulfurile de Pb şi Zn sînt în general sporadice în zăcămîntul cercetat. În schimb apar minerale noi, ca teallit şi argint nativ în asociaţie strînsă şi, în plus, concreşterea grafică calcopirotină-cubanit.

Asociaţia teallit-argint nativ reprezintă încă un argument pentru originea hidrotermală premetamorfică a mineralizaţiei. Într-adevăr, această asociaţie este prezentă în zăcăminte tipic hidrotermale de Sn şi Ag răspîndite în Bolivia (H. Moritz şi F. Ahlfeld, 1933).

Concreşterea grafică calcopirotină-cubanit are o deosebită semnificaţie ştiinţifică. În primul rînd constituie o dovadă a existenţei unui metamorfism regional (P. Ramdohr, 1928 şi 1960), în timpul căruia, datorită creşterii temperaturii, pirotina a fost resorbită de către masa de calcopirită, iar ulterior, prin răcire, a rezultat exsoluţia calcopirotină-cubanit (P. Ramdohr, 1960; G.M. Schwartz, 1927). În al doilea rînd, prezenţa acestei concreşteri, pentru formarea căreia literatura de specialitate (P. Ramdohr, 1928; G.M. Schwartz, 1927) indică temperatura de 240°C, reprezintă un indicator de termometrie geologică.

Vîrsta zăcămîntului Bălan este aceeaşi ca pentru întregul şir de zăcăminte de pirită cupriferă, adică rifeană.

ÉTUDE MINÉRALOGIQUE DU MINERAI DE BĂLAN

RÉSUMÉ

Le gisement, situé dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales est constitué surtout par des schistes cristallins en faciès épimétamorphique d'origine terrigène et volcanogène. Les roches encaissantes sont les schistes séricito-chloriteux-quartzeux, souvent graphiteux, et surtout diverses variétés de schistes chloriteux. Les roches porphyrogènes se trouvent dans le toit de la zone minéralisée.

Le minerai ayant une texture schisteuse, rarement massive, est généralement concordant à la schistosité, cependant la minéralisation la traverse parfois. La structure est microgranulaire lorsque domine la

pyrite et macrogranulaire et blastophyrique, lorsque la chalcopyrite et le quartz sont dominants.

La composition minéralogique complète ne peut être mise en évidence qu'à l'aide du microscope, souvent à de forts grossissements (tableau 1). Les minéraux métalliques primaires sont les suivants : pyrite, chalcopyrite, blende, magnétite, galène, téallite, argent natif, tétraédrite, bournonite, semseyite, jamesonite, chalcopyrrhotine, cubanite. Les secondaires : bornite, chalcosine, covelline, limonite. La gangue est formée par le quartz (de diverses générations), les carbonates et les minéraux des roches encaissantes (chlorite, séricite, minéraux argileux, ilménite, rutile, sporadiquement le graphite).

L'image microscopique du minerai peut fournir de nombreuses indications relatives à la genèse du gisement. L'origine hydrothermale est prouvée par la composition minéralogiques elle-même, ainsi que par les paragenèses, notamment par la substitution réciproque des minéraux qui se déposent dans la succession : pyrite, blende, chalcopyrite, galène, sulfosels, constituant un modèle très proche d'un gisement hydrothermal de température moyenne (fig. 4, 6, 9, 10, 11). Le processus de métamor-, phisme régional est marqué par la recristallisation des sulfures (fig. 1, 2), la bréchification des minéraux cassants (pyrite, magnétite, blende) fig. 3, 4, 7) et la mobilisation métamorphique des minéraux plastiques (chalcopyrite, galène) le long des fissures et des diaclases (fig. 3, 4, 7, 8). La présence des structures graphiques chalcopyrrhotine-cubanite (fig. 12) indique une réaction entre la pyrrhotine et la chalcopyrite due au métamorphisme et une température qui n'a pas dépassé 240°C (P. Ramdohr).

En conclusion, la genèse du gisement étudié est hydrothermale métamorphisée.

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu I. (1928), *Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului, jud. Neamţ*, An. Inst. geol. Rom., **III.**

Băncilă I. (1928), *Studii geologice asupra masivului Hăghimaş*, An. Inst. geol., **XXI.**

Borchert H. (1934), *Über Entmischungen im System Cu—Fe—S und ihre Bedeutung als Geologisches Thermometer*, Chemie der Erde 9.

Dana I. D., Dana E. S. (1946, 1951), *The system of Mineralogy*, The ed. by Palache C., Berman H., Frondel C., New York.

Eskola P. (1932—1933), *On the principles of metamorphic differention*, Bulletin de la Commission Géologique de Finlande, nr. 97 — 102, Helsinki — Helsingfors — mai 1932—1933.

Kräutner H. (1965), *Consideraţiuni genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaţilor Orientali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *1*.

Moritz H., Ahlfeld F. (1933), *Beitrag zur Kenntnis der Sulfostannate Boliviens*, **II**, Neues Jb. Min. Beil.

Odman O. (1933), *Erzmikroskopische Untersuchung der sulfoderze von Kaveltrop*, Geol. Förm. Förh., *55*, Stockholm.

Petrulian N., Steclaci L., Sandu D., Oroveanu Fl. (1966 *a*), *Studiul mineralogic şi genetic al zăcământului de la Leşul Ursului*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.

— (1966 *b*), *Studiul geochimic al zăcământului de la Leşul Ursului*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *2*.

RAMDOHR P. (1928), *Neue mikroskopische Beobachtungen am cubanit (chalmersit) und überleg nugen über seine Lagerstätten kundliche Stellung*, Z. prakt. Geol., *36*.
— (1940), *Die Erzmineralien in gewönlichen magnetischen Gesteinen*, Abh. preuss. Akad. Wiss., Math.-nath. Kl., *2*.
— (1960), *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Berlin.
SCHWARTZ G. M. (1927), *Intergrowth of chalcopyrite and cubanit*, Econ. Geol., *22*.

Primit în redacție la 18 mai 1971.

Academia Republicii Socialiste România
Institutul de petrol, gaze și geologie

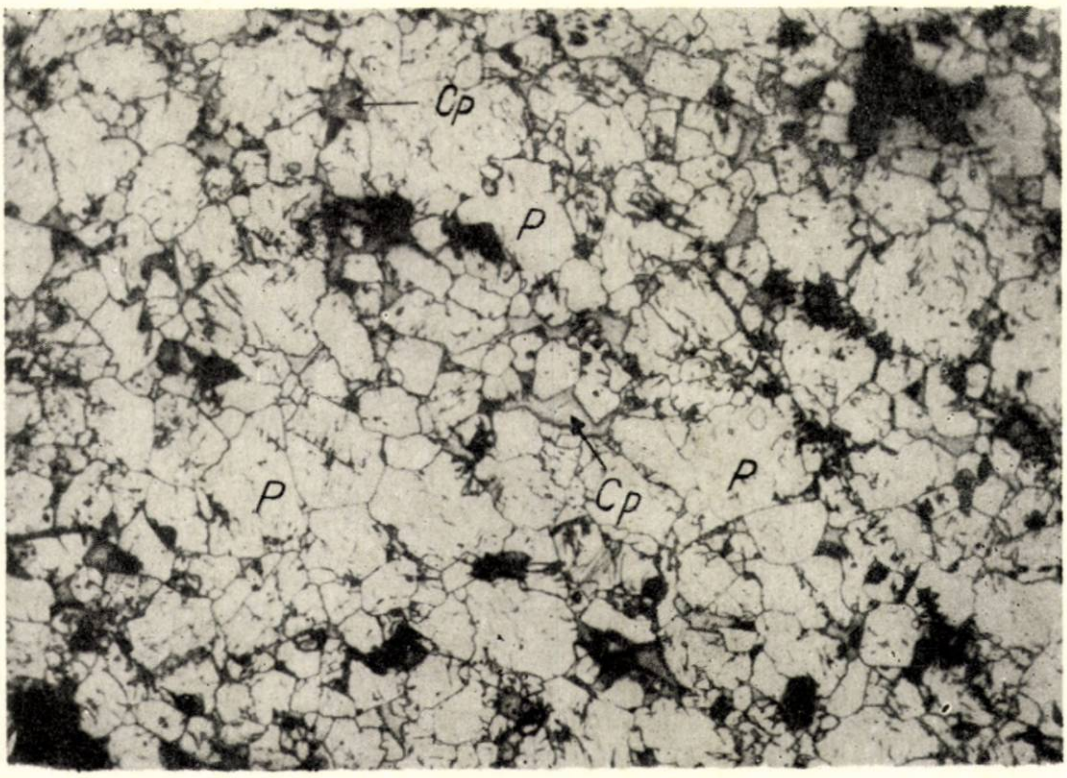


Fig. 1. — Plaje de pirită (P) a cărei recristalizare este pusă în evidență prin atac. Printre rosturile dintre granulele de pirită se insinuiază calcopirita (Cp). Mărire 200 ×. Atac cu HNO_3.

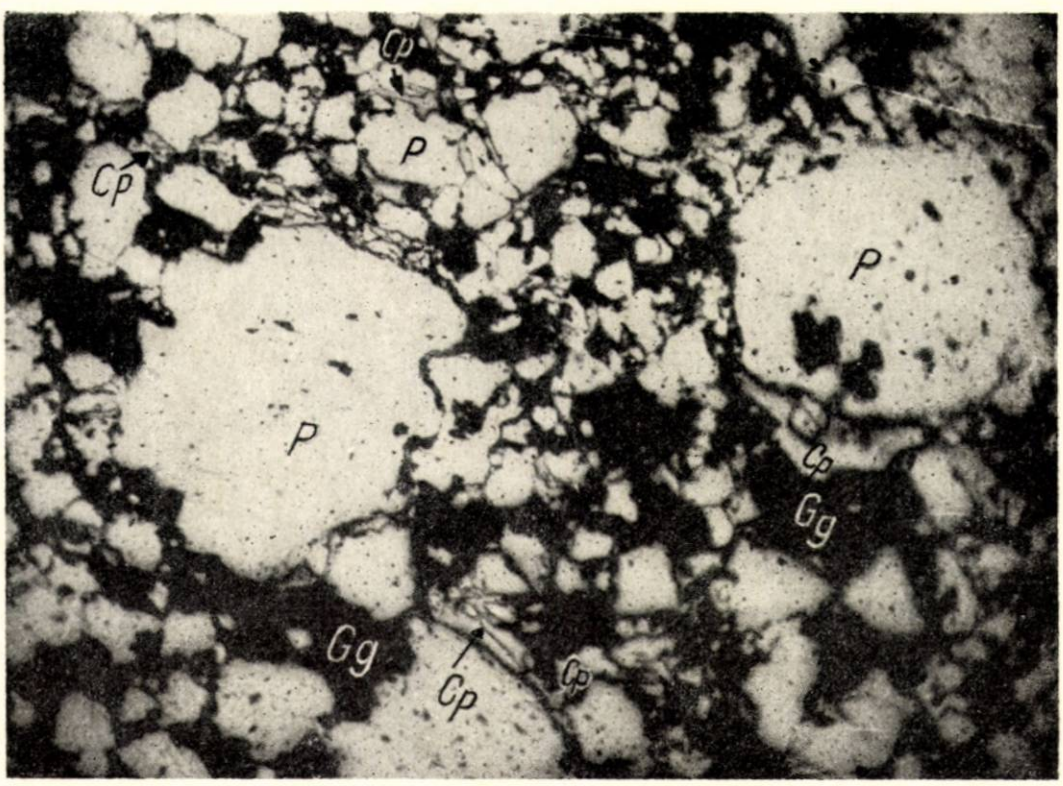


Fig. 2. — Pirită (P) cu structură granoblastică, cantonată în gangă (Gg). Pe fisuri și zone de slabă rezistență se insinuiază calcopirita (Cp). Mărire 120 ×.

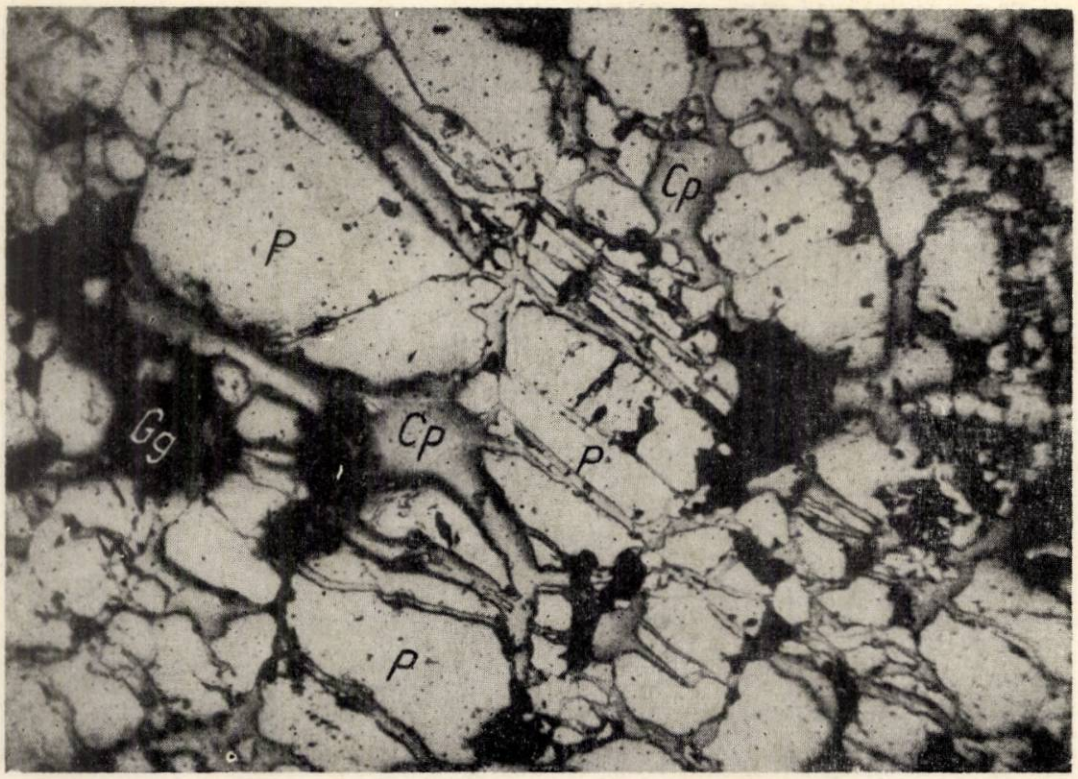


Fig. 3. — Pirită (P) cataclazată pe al cărei sistem de fisuri orientate şi neorientate a fost „presată" calcopirita. Gg = gangă. Mărire 120 ×.

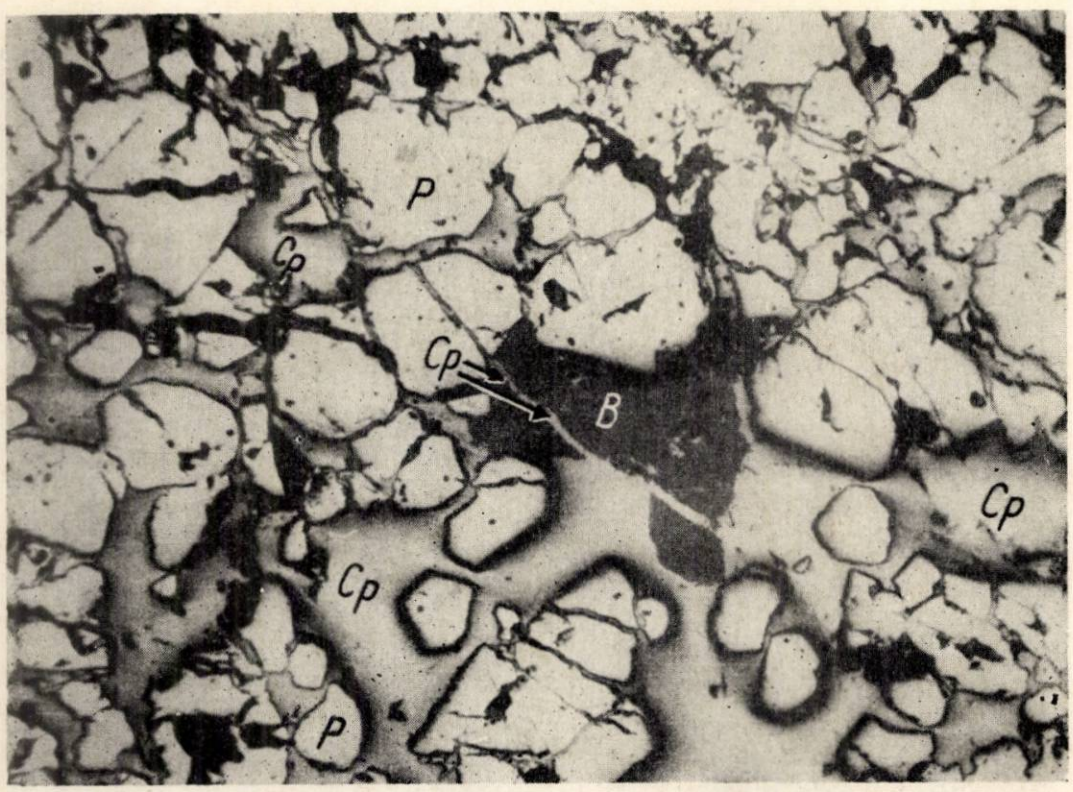


Fig. 4. — Calcopirita (Cp) pătrunde şi cimentează granulele de pirită (P). Se observă refisurarea unei granule de blendă (B) şi pirită străbătute de un filonaş de calcopirită remobilizată. Mărire 200 ×.

Fig. 5. — Teallit (T) cu incluziuni orientate de argint nativ (Ag), totul cantonat în calcopirită (Cp) care corodează pirita (P). Mărire 320 ×. Imersie în ulei.

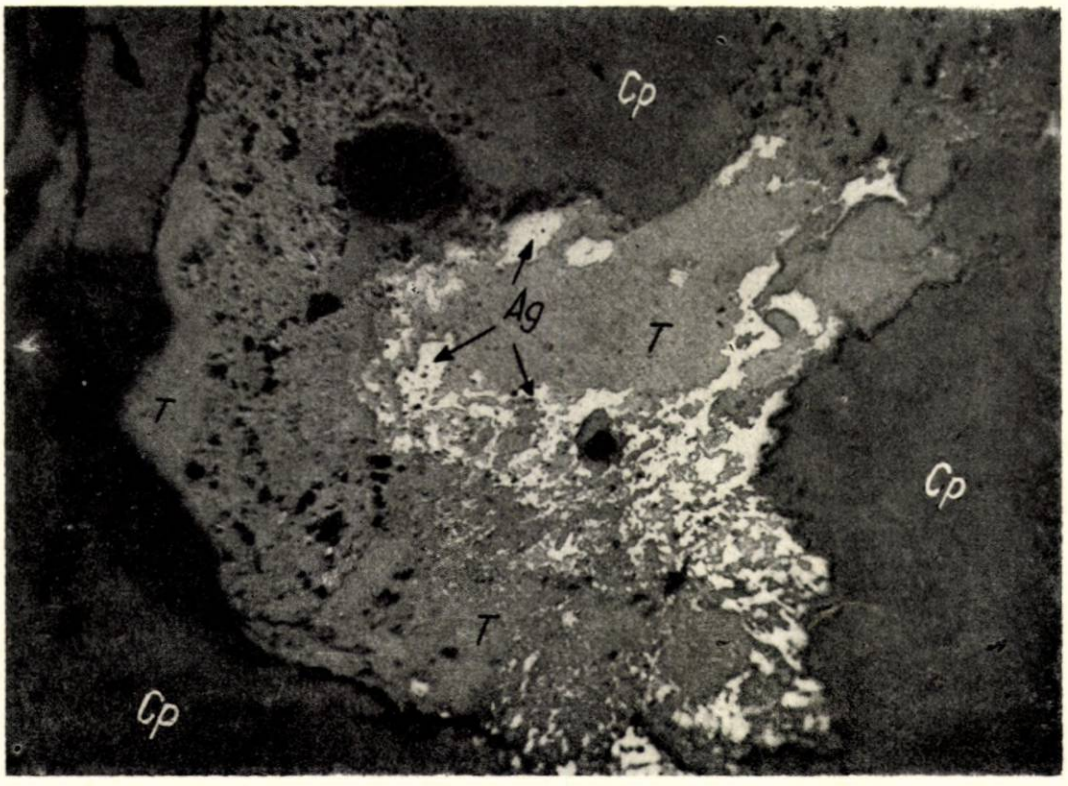


Fig. 6. — Granule de argint nativ (Ag) cu contururi foarte dantelate, asociate strîns cu teallitul (T) care este inclus în calcopirită (Cp). Mărire 120 ×.

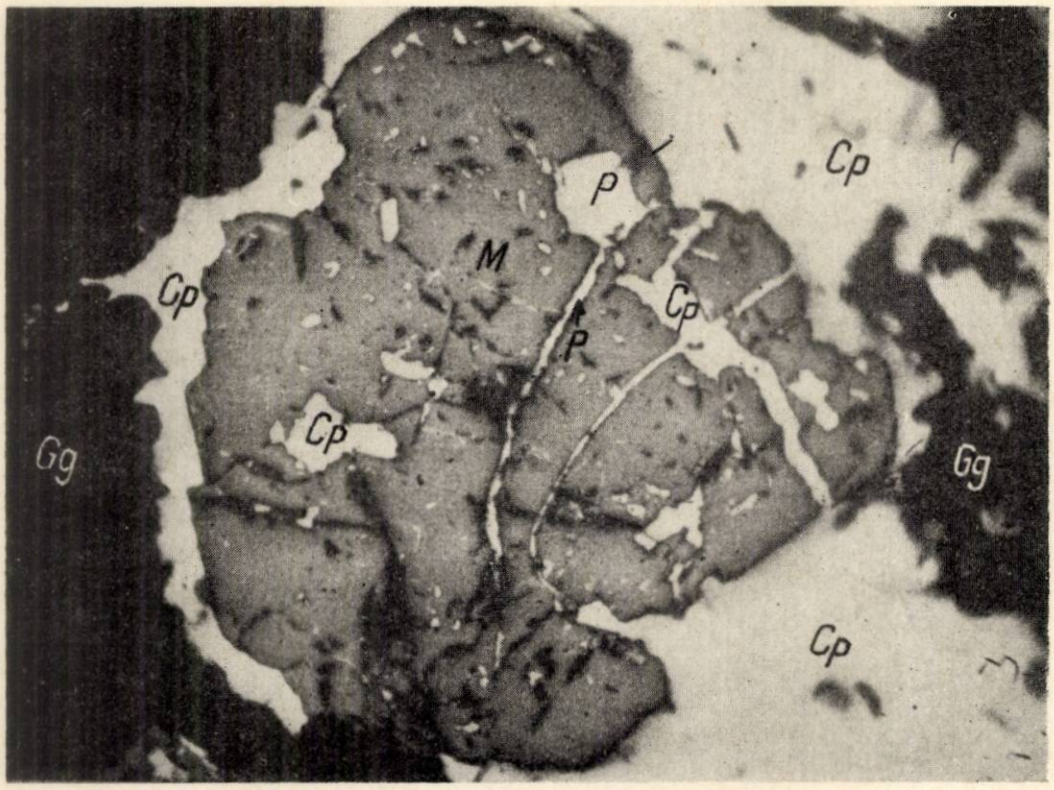


Fig. 7. — Grăunte allotriomorf de magnetită (M) conţinînd un filonaş de pirită (P) mai veche. Asociaţia magnetită-pirită este înconjurată de calcopirită (Cp) mai nouă, care pătrunde pe fisurile şi în porii magnetitei. Gg = gangă. Mărire 120 ×.

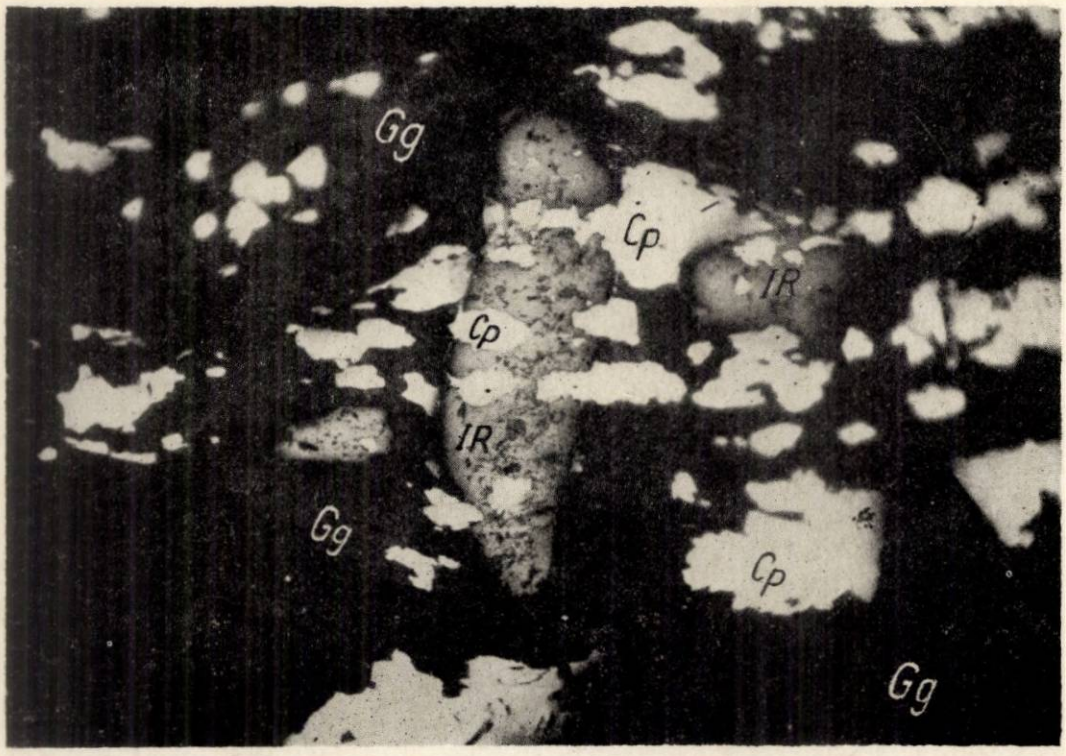


Fig. 8. — Cristale de ilmenit transformate parţial în rutil (IR) înlocuite şi străbătute total sau parţial de granule de calcopirită (Cp) dispuse concordant cu şistuozitatea rocei-gazdă (Gg). Mărire 120 ×.

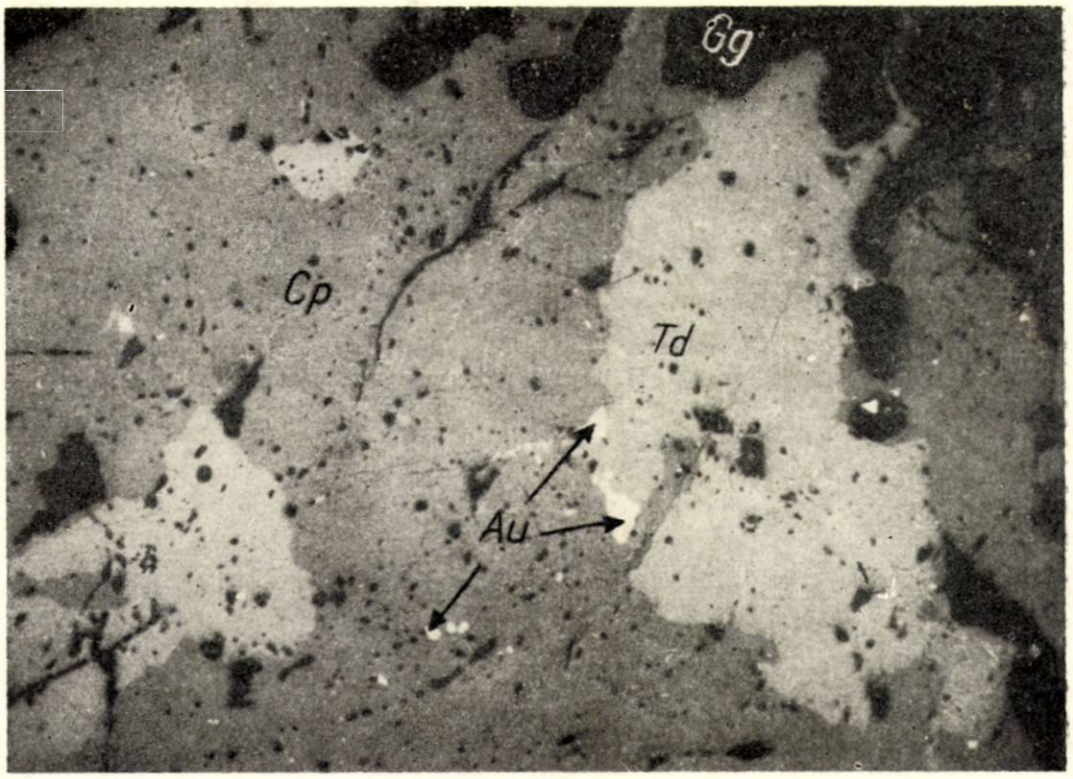


Fig. 9. — Asociaţia calcopirită (Cp) — tetraedrit (Td) cu incluziuni fine de aur (Au). Mărire 130 ×.

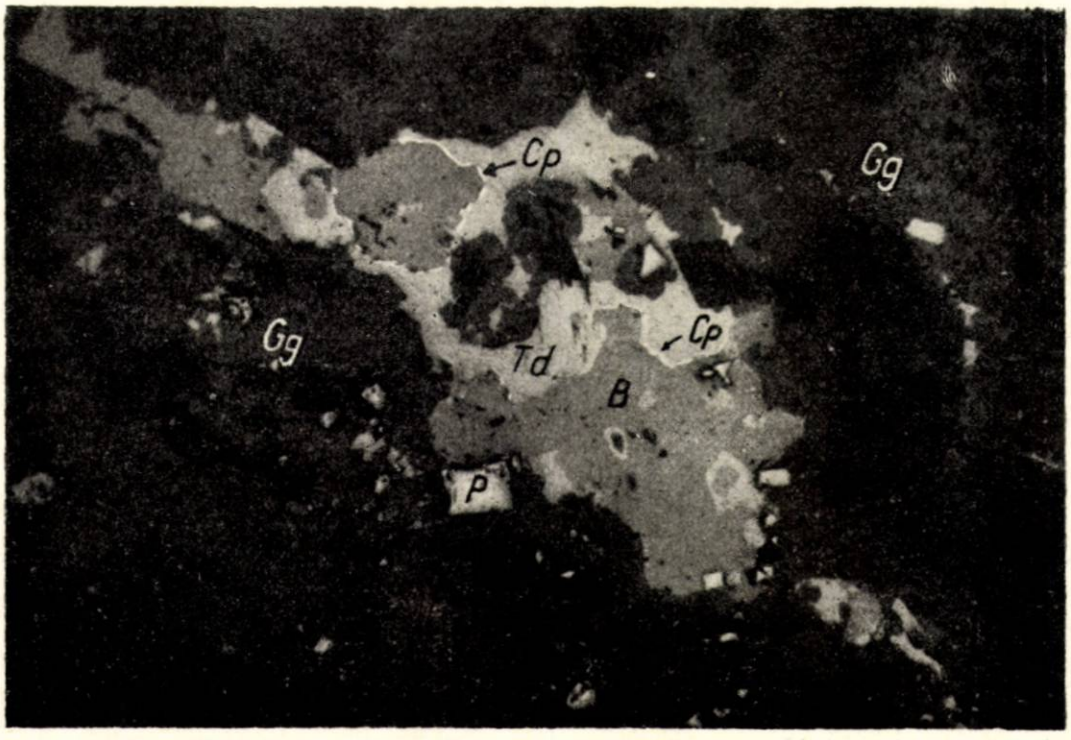


Fig. 10. — Tetraedrit (Td) înlocuind blenda (B). La contactul blendă-tetraedrit se găseşte o lizieră fină de calcopirită (Cp). În ganga de cuarţ (Gg) se află granule mici, uneori idiomorfe, de pirită. Mărire 130 ×.

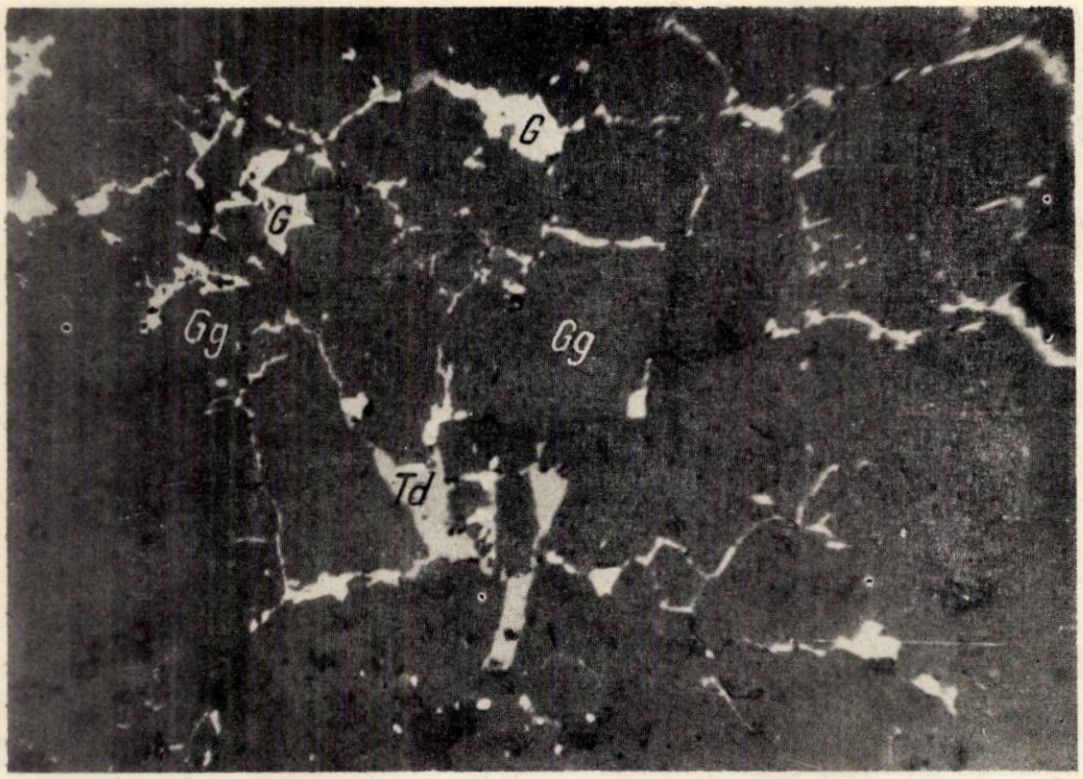


Fig. 11. — Reţea de galenă (G) şi tetraedrit (Td) pătrunzînd printre grăunţii de carbonaţi (Gg). Mărire 130 ×.

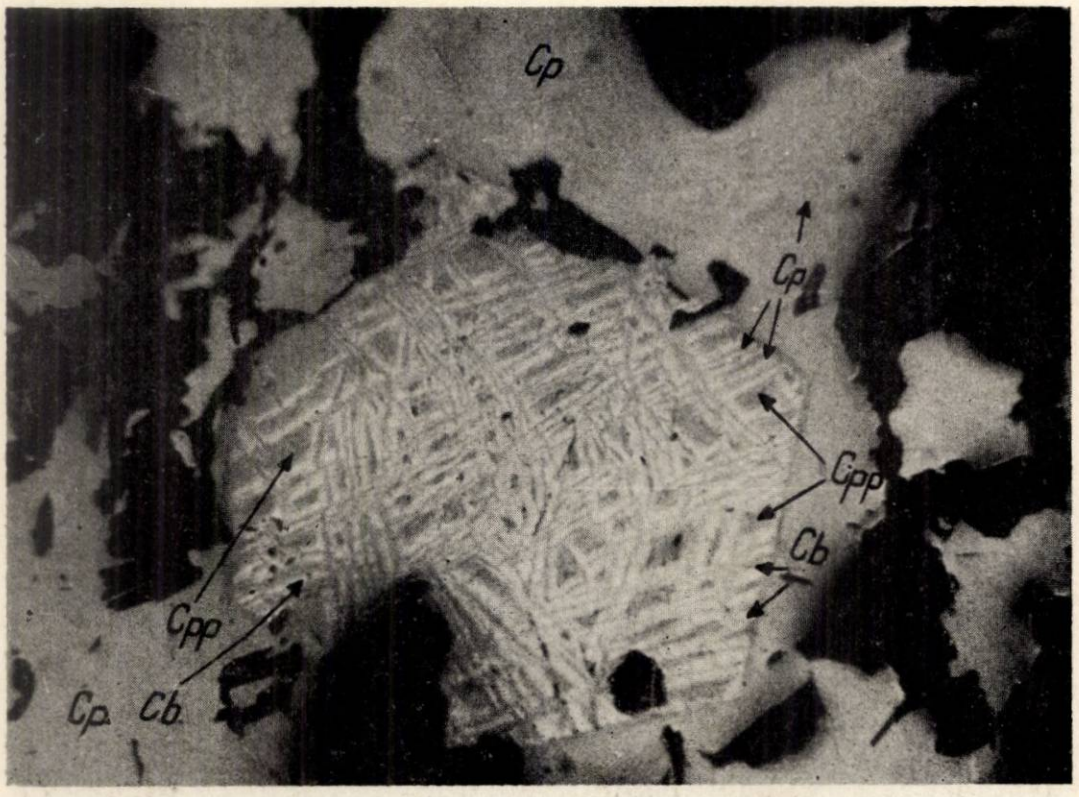


Fig. 12. — Cristal idiomorf hexagonal, format dintr-o concreştere grafică de calcopirotină (Cpp) şi lamele de cubanit (Cb) străbătut de filonaşe de calcopirită (Cp). Întreaga concreştere este cantonată în masa de calcopirită sau la contactul acesteia cu ganga (Gg). Mărire 130 ×.

Fig. 13. — Concreştere grafică de calcopirotină (Cpp) cu cubanit (Cb) dispuse după 2 sau 3 direcţii. În centrul lamelelor de cubanit pătrund filonaşe de calcopirită (Cp), care înconjură parţial concreşterea grafică. Gg = gangă. Mărire 500 ×. Imersie în ulei.

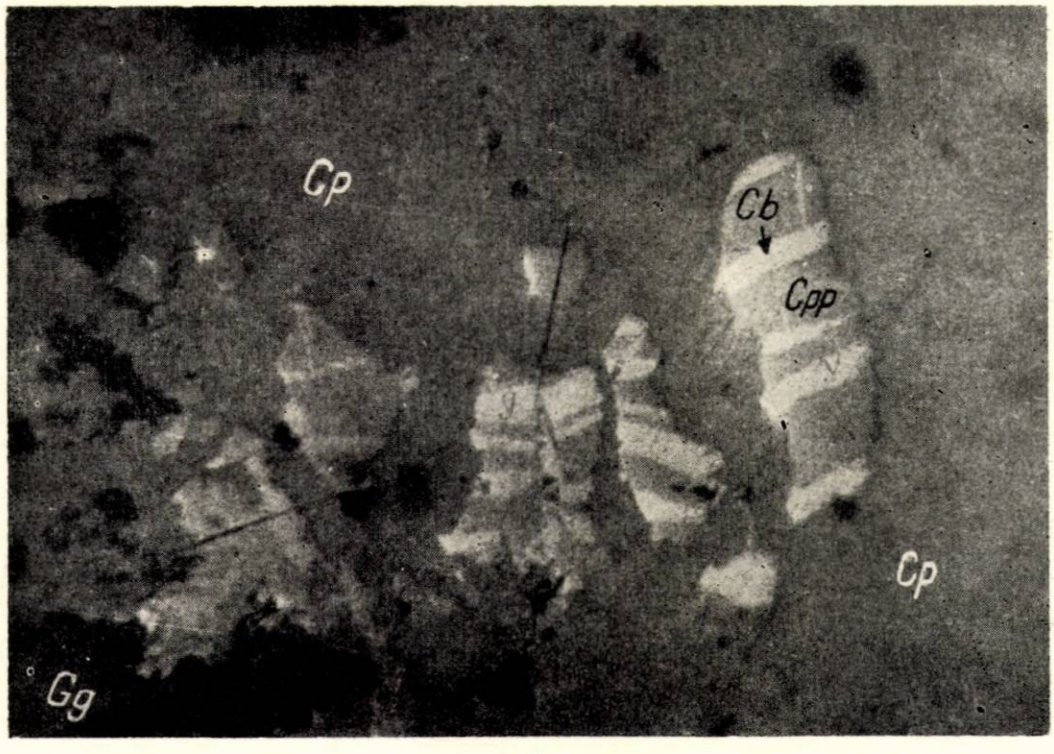


Fig. 14. — Granule formate din alternanţe de calcopirotină (Cpp) şi cubanit (Cb), cantonate în calcopirită (Cp). Ele par să aparţină unui fost cristal de calcopirotină-cubanit, sfărîmat şi recimentat cu calcopirită. Mărire 350 ×. Imersie în ulei.

ZONALITATEA METAMORFISMULUI HIDROTERMAL ÎN VULCANITELE NEOGENE DE LA VALEA ROȘIE ȘI DEALUL CRUCII (BAIA MARE)

DE

DOINA RUSSO

55 (05)

INTRODUCERE

Recunoașterea unui tip de minerit specific epocii romanilor în Dacia atestă vechimea exploatării zăcămintelor aurifere, situate în zona centrală a districtului metalogenetic Baia Mare.

Deși primele date scrise asupra lor datează din secolul al X-lea abia, la sfîrșitul secolului al XIX-lea se aduc contribuții cu caracter geologic.

Mai tîrziu, deosebit de interesante s-au dovedit a fi cercetările lui M. Pálfy (1915—1918), în a cărui concepție Dealul Crucii este un stîlp de andezit piroxenic propilitizat, străbătut de un dyke de natură riolitică, în care este cantonat filonul.

În urma cercetărilor inițiate de fostul Comitet Geologic după 1950 și datorită noilor concepții care au evidențiat intensitatea proceselor de transformare hidrotermală și mai ales a adularizării la scară regională (D. Giușcă, 1960), profilul inițial dat de Pálfy a fost revizuit; pe hărțile ulterioare, Dealul Crucii era considerat un relief îngropat de andezite de Seini.

Cercetările noastre din anii 1962—1963 au stabilit în perimetrul Dealul Crucii existența unui aparat vulcanic complex, edificat în timpul pannonianului [1]. Neckul central înclinat spre nord și evazat spre sud și est, peste andezitele cuarțifere de Piscuiatu, este alcătuit din andezite cu piroxeni și hornblendă de Jereapăn.

În perimetrul minier Valea Roșie, la suprafață apar curgeri suprapuse și variate piroclastite, aparținînd acelorași andezite cuarțifere pannoiene—zonele C, D (F. Marinescu, 1964), emise de mai multe centre vulcanice; cele mai importante neck-uri, fiind legate de fracturile adînci care au creat „caldera Toncii", se recunosc în dealul Murgău, creasta Elena și transversala Trei Stejari. La est de fractura principală, situată

[1] Doina Russo, *Zonalitatea alterației hidrotermale la Dealul Crucii și Valea Roșie*, Sesiunea de comunicări științifice a I.G.G. al Academiei Republicii Socialiste România, 1963.

pe direcţia filonului VIII, în compartimentul ridicat, apar pe valea Usturoi, reprezentante ale ciclului de erupţie anterior, andezitele piroxenice de Seini, de vîrstă sarmaţiană. Dacă la suprafaţă aceste roci au o dezvoltare cu totul insignifiantă, în schimb în subteran, începînd de la orizontul principal în jos, ele devin preponderente.

DESCRIEREA TIPURILOR PRINCIPALE ÎN STARE PROASPĂTĂ

1. ANDEZITE PIROXENICE DE SEINI (SARMAŢIAN)

De obicei compacte, prezintă o culoare cenuşie-neagră cu nuanţe verzui sau violacee, datorită cloritizării sporadice a mineralelor femice, chiar în eşantioanele considerate proaspete. Structura vag porfirică este reliefată de dezvoltarea echidimensională a feldspatului plagioclaz (53—65% An) şi a piroxenilor reprezentaţi îndeosebi de augit (2V = 54°; c.ng. = 44°) şi mai rar de hipersten, prinşi într-o masă fundamentală hialopilitică.

2. ANDEZITE CUARŢIFERE DE PISCUIATU (PANNONIAN C, D)

Deşi în cadrul acestora noi am deosebit în timp trei tipuri de extruziuni, fiecare fiind caracterizată de prezenţa unei asociaţii de minerale femice aparte (a- andezite cuarţifere cu hornblendă, piroxeni şi biotit; b-cu hornblendă verde şi piroxeni; c- cu hornblendă brună şi piroxeni), mineralizaţia, dar mai ales metamorfismul hidrotermal le-a afectat în egală măsură. Ţinînd cont şi de analizele chimice care ne-au stat la dispoziţie şi care dovedesc consanevinitatea acestora, variabilitatea mineralogică fiind datorată numai existenţei unor camere magmatice de dimensiuni reduse, în care erau condiţii de evoluţie relativ independentă, pentru studiul de faţă nu este necesară distincţia între ele.

În stare proaspătă sînt roci compacte de culoare cenuşie-neagră, cu o evidentă structură porfirică, datorată atît dezvoltării hornblendei cu dimensiuni pînă la 2/5 mm, cît şi feldspatului plagioclaz, sau a cuarţului. Elementul mineralogic distinctiv al acestor vulcanite, cuarţul, prezintă cele mai diverse forme şi dimensiuni, de la contururi corodate scheletice, pînă la angulare, datorită unei cataclazări subsecvente cristalizării; răspîndirea sa neuniformă în masa rocii a permis uneori distincţii în cadrul andezitelor cuarţifere, nerezonabile din acest punct de vedere. Feldspaţii plagioclazi zonaţi prezintă valori ale anortitului variind între 42 şi 45%, dar zone marginale mai acide au uneori doar 35% An, iar centrele acestora pot ajunge pînă la 62% An.

Hornblenda, atît de caracteristică în andezitele cuarţifere, prezintă rareori nuclee proaspete, care în corpul Murgău sînt de culoare brună, cu unghiuri de extincţie c. ng. = 8 — 10 °, iar în curgerile de pe valea Pietroasa apar de culoare verde. În general însă, aspectul cel mai comun este opacitizarea. Piroxenii sînt reprezentaţi în mod egal de hipersten în cristale mari, solitare, şi de augit în asociaţii glomeroporfirice.

După aspectul masei fundamentale, s-au deosebit structuri felsitice, pilotaxitice şi „poichilitice"; acestea din urmă reprezintă o situaţie aparte a dyke-urilor şi neck-urilor, caracterizată de prezenţa unor plaje de cuarţ ce includ numeroase microlite.

3. ANDEZITE CU PIROXENI ŞI HORNBLENDĂ DE JEREAPĂN (POSTPANNONIAN)

Existenţa acestora în jurul aparatului vulcanic din Dealul Crucii, unde sînt cantonate şi filoanele, face ca aspectele proaspete să fie rare; acestea apar mai la nord, în dealul Ulmu şi Strîmba-Văratec, sau în neck-ul adventiv de pe valea Sf. Ioan.

Megascopic, aceste andezite sînt negre sau cenuşii în stare proaspătă, dar devin mult mai deschise la culoare prin alteraţia superficială, care adesea permite observarea neomogenităţii ascunse a tipurilor considerate perfect omogene; amintim astfel reliefarea texturii rubanate, în cariera „23 August", de pe valea Sf. Ioan.

Structura porfirică nu prea pronunţată, datorită dimensiunilor relativ reduse ale fenocristalelor faţă de microlite, este dată mai mult de feldspaţii plagioclazi şi mai rar de hornblendă.

Componenta anortitică a plagioclazului variază între 50 şi 60%, cu un maxim de frecvenţă în jur de 56%. Hornblenda, atunci cînd nu este resorbită sau opacitizată, este o varietate brună cu nuanţe olive, cu extincţii c. ng. = 10 °. Piroxenii sînt reprezentaţi atît de hipersten, cît şi de augit în prisme de dimensiuni reduse.

DISTRIBUŢIA ÎN TIMP ŞI SPAŢIU A PROCESELOR DE METAMORFISM HIDROTERMAL

Studiul rocilor din jurul zăcămintelor epigenetice aurifere de la Dealul Crucii şi Valea Roşie indică existenţa unor roci propilitizate într-un prim stadiu, răspîndite uneori pe arii considerabile, pe care se grefează o succesiune de procese datorate unor influxuri de soluţii cu un pronunţat caracter potasic; acestea imprimă o oarecare specificitate, observabilă în mai toate aureolele de transformare hidrotermală din Munţii Gutîi (D. Giuşcă, 1960; Constantina Stanciu şi colab., 1970; I. Măldărescu, 1965), ca de altfel şi în alte regiuni ale vulcanismului carpatic neogen (D. S. Korjinski, 1963; V. Széky-Fux, 1964).

Dacă în sectorul Valea Roşie, ultimele roci transformate sînt andezitele cuarţifere, atunci mineralizaţia şi alteraţia hidrotermală asociată au desigur cel puţin vîrsta acestora, adică pannonian, zonele C, D; la Dealul Crucii însă, prin apariţia andezitelor cu piroxeni şi hornblendă mai noi, în care sînt cantonate filoanele, vîrsta mineralizaţiei şi implicit a metamorfismului hidrotermal apare de asemenea mai nouă.

Deşi variate mineralogic, rocile andezitice din cele două sectoare studiate de noi, fiind oarecum izotrope din punct de vedere al permeabi-

lităţii, prezintă transformări hidrotermale similare. Este adevărat, că global, chimismul lor nu este atît de diferit încît la astfel de procese hidrotermale să reacţioneze în chip diferit, astfel că similitudinea amintită ar pleda, chiar, pentru geneza contemporană a fenomenelor metamorfice, dar argumentul acesta este desigur insuficient; oricum, o fază de mineralizaţie, însoţită de fluide potasice similare, mai noi decît andezitele cuarţifere, există cel puţin la nivelul andezitelor de Jereapăn.

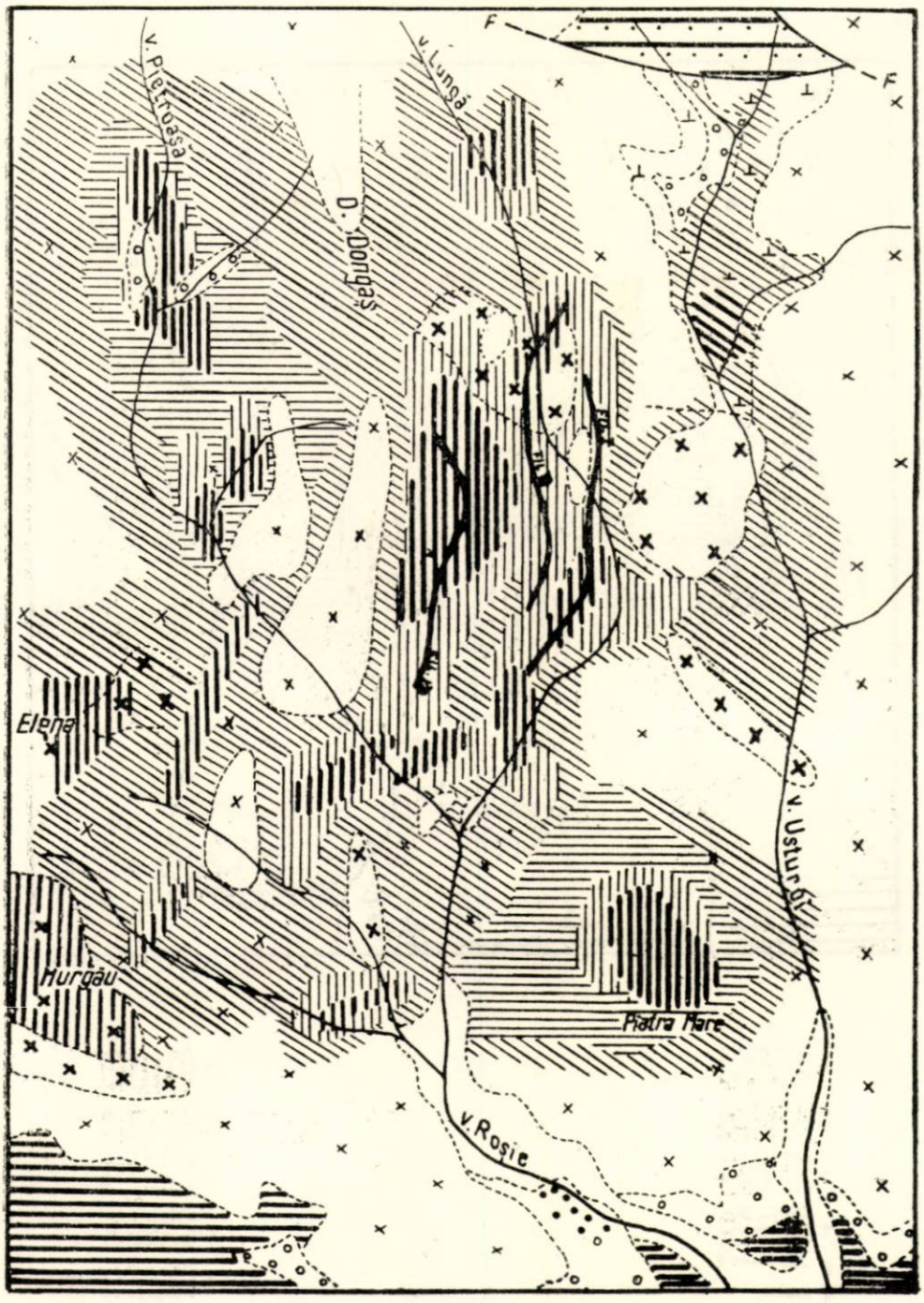
Mai mult, descifrarea a cel puţin două generaţii de adular în sectorul Valea Roşie tentează la interpretarea polifazată a metasomatismului potasic şi poate chiar a mineralizaţiei în acest zăcămînt, dar cît de depărtate ar fi acestea în timp, este o problemă mai complexă.

Apariţia unor fracturi cu transformări hidrotermale zonale şi bine individualizate, dar fără mineralizaţie, ca şi a unor zone foarte dezvoltate de „cuarţite cu adular", în care filoanele pot lipsi, sau, cînd apar, sînt excentrice şi cu totul neimportante (vf. Piatra Mare), ne face să presupunem că o primă fază de aport potasic este prezentă, fără a fi finalizată de mineralizaţie, urmată însă de o a doua, cu un cortegiu similar de soluţii, dar care a folosit numai unele din fracturile primeia, însoţită în ultimul stadiu de mineralizaţie.

Studiile asupra relaţiilor geometrice ale zonelor actuale, atît la Valea Roşie, cît şi la Dealul Crucii, arată de asemenea şi o coincidenţă a dispunerii lor spaţiale. Datorită însă existenţei unor reţele dese de fisuri în afara căilor principale de infiltraţie ale soluţiilor, venite în influxuri succesive, ansamblurile mineralogice actuale reprezintă, adesea, parageneze suprapuse, epigenetice în acest context. Complicaţii intervin de asemenea şi prin persistenţa în mai toate stadiile şi zonele a unor minerale, devenite astfel netipice, cum sînt carbonaţii, pirita şi cuarţul, făcînd necesară excluderea lor, pentru a se putea obţine cartografierea zonelor hidrotermale caracteristice.

Conchidem că în cele două sectoare, zonalitatea provenită în urma difuziei fluidelor cu caracter potasic este complicată atît prin suprapunerea acestora peste un stadiu mai timpuriu, care a dat naştere rocilor propilitizate, cît şi prin existenţa a cel puţin două etape de pătrundere a soluţiilor alcaline, ultimele folosind restrictiv fondul fisural anterior. Elementele principale, care dovedesc existenţa unui proces de propilitizare decalat în timp, sînt atît de ordin microscopic—relicte de clorit şi hidrobiotit în roci foarte intens adularizate, cît şi de ordin cartografic. De exemplu, în dealul Dongaş, la nivele relativ înalte, caracteristice pentru zonele de adularizare, găsim nuclee de andezite propilitizate, care nu mai pot fi explicate în acelaşi mod ca relictele de roci proaspete, adică prin incompetenţa la circulaţia fluidelor hidrotermale. La aceeaşi interpretare ne duce şi compararea suprafeţelor ocupate de cele două tipuri stadiale de metamorfism hidrotermal; rocile propilitizate ocupă un spaţiu mai larg decît grosimile normale ale zonelor provenite din metasomatoza potasică.

Din observarea celor două schiţe ale zonalităţii autometamorfice (fig. 1 şi 2) reiese schema generală a transformărilor suferite de neovulcanitele din sectoarele studiate:



1 a b
2
3
4
5
6 F
7
8
9
10
11 a b
12
13

Fig. 1. — Schița zonalității metamorfismului hidrotermal la Valea Roșie.

1, Andezite cuarțifere de Piscuiatu : *a*, lave ; *b*, înrădăcinări ; *2*, sedimentar pannonian ; *3*, andezite piroxenice de Seini ; *4*, piroclastite ; *5*, sedimentar paleogen ; *6*, falie ; *7*, filon ; *8*, roci adularizate s.s. ; *9*, roci adularizate cu illit ; *10*, roci argilizate ; *11*, roci propilitizate : *a*, prop. regională ; *b*, prop. de corp ; *12*, apariții sporadice de zoliți ; *13*, nuclee de roci proaspete în cadrul rocilor transformate.

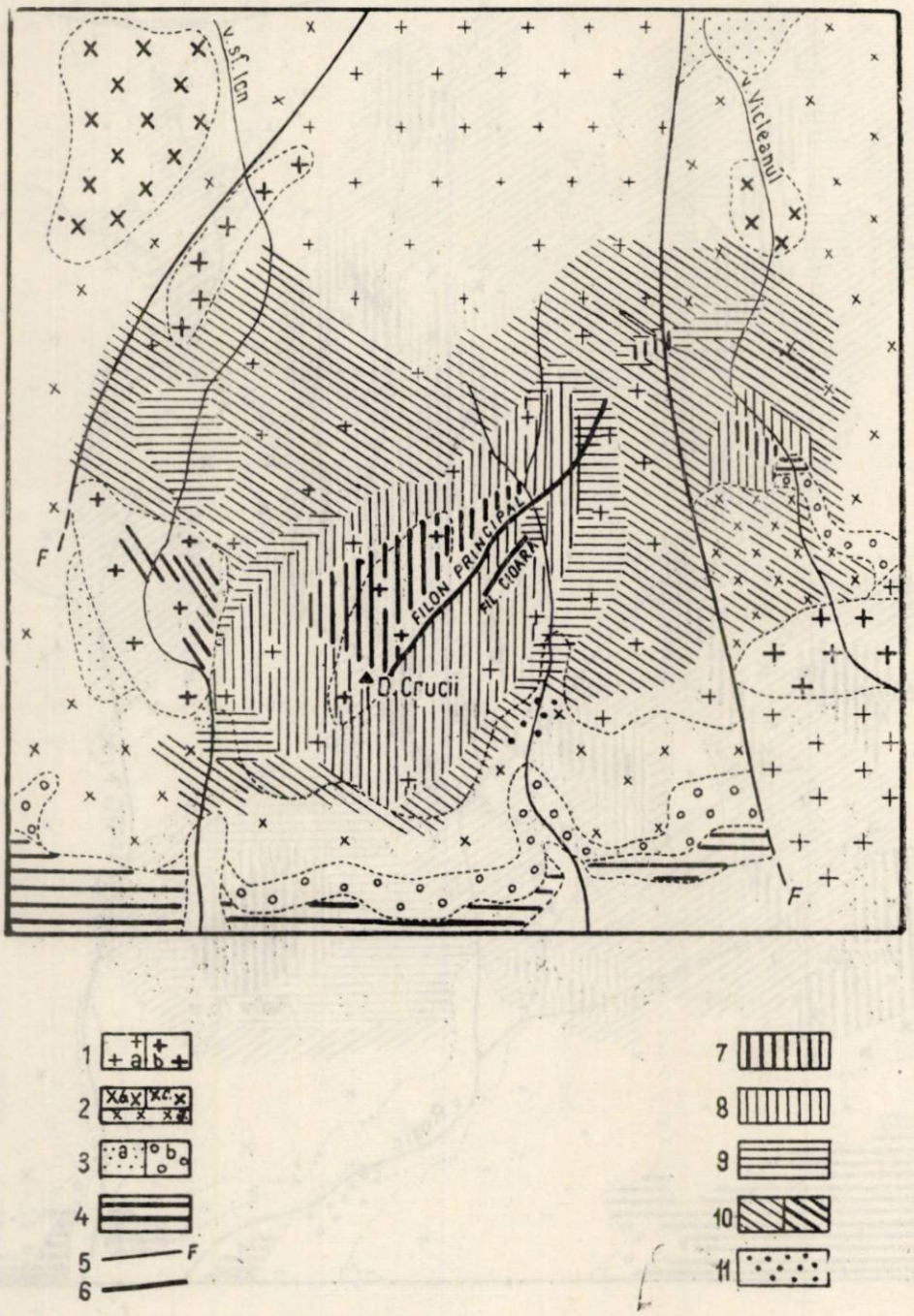


Fig. 2. — Schiţa zonalităţii metamorfismului hidrotermal la Dealul Crucii.

1, Andezite cu piroxeni şi hornblendă de Jereapăn : *a*, lave ; *b*, înrădăcinări ; *2*, andezite cuarţifere de Pisculatu : *a*, cu biotit ; *b*, cu hornblendă verde şi piroxeni ; *c*, înrădăcinări ; *3*, piroclastite : *a*, tufuri ; *b*, aglomerate ; *4*, sedimentar pannonian ; *5*, falie ; *6*, filon ; *7*, roci adularizate s.s. ; *8*, roci adularizate cu illit ; *9*, roci argilizate ; *10*, roci propilitizate : *a*, prop. regională ; *b*, prop. de corp ; *11*, apariţii sporadice de zeoliţi.

I — Stadiul de propilitizare
II — Stadiul alcalin (două faze)

1) Roci propilitizate
2) Roci argilizate
3) Roci adularizate
   a — cu illit
   b — sens strict

III — Aparițiile locale de zeoliți, însoțite de obicei de carbonați, aparțin unor veniri mai tîrzii și nu pot fi încadrate într-o schematizare zonală, fiind prezente, uneori, chiar în roci proaspete (pl. V, fig. 3).

Tabelul nr. 1

Distribuția spațială și temporală a neomineralelor din rocile transformate hidrotermal și valorile oxizilor alcalini în fiecare tip de rocă

	Subfaciesuri / Minerale	Roci adularizate	Roci adularizate cu sericit-illit	Roci adularizate cu clorit	Roci argilizate	Roci propilitizate cu adular	Roci propilitizate
Stadiul de propilitizare	Clorit I			—	—	▬	▬
	Interstratificații montmorill-clorit			—	—	▬	▬
	Hidrobiotit		—	—	—	▬	▬
	Albit						—
	Sericit+illit				—	—	—
	Epidot						—
	Actinolit						—
	Cuarț I	▬	▬	▬	▬	▬	▬
	Calcit I		—	—	—	—	—
	Pirită și hidroxizi I	—	—	—	—	—	—
Stadiul alcalin 1	Adular 1	▬	▬	▬	- - -	▬	
	Illit I	—	▬	▬	▬		
	Caolinit + Alofan	—	▬	▬	▬	- - -	
	Montmorillonit		—	▬	▬		
	Dickit				—		
Stadiul alcalin 2	Adular 2	▬	▬	▬			
	Illit II	▬	▬	▬			
	Cuarț II	▬	▬	▬	▬		
	Clorit II			▬		- - -	- - -
	Ankerit	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -
	Siderit	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -
	Calcit II	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -
				Mineralizații			
Stadiu tardiv	Calcit III						- - -
	Zeoliți						- - -
Alter. supergenă	Halloysit				—	- - -	
%	K_2O	6,50 — 12,2	5,90 — 7,40	4,60 — 5,30	0,70 — 2,26	0,96 — 2,85	0,96 — 2,80
	Na_2O	1,49 — 2,96	1,60 — 2,20	1,60 — 2,89	0,11 — 2,21	2,21 — 2,69	2,21 — 3,37

De remarcat că între aceste zone, neexistînd limite tranșante, apar o serie de roci de tranziție (tabelul nr. 1), care de asemenea nu au putut fi cartografiate, atît din cauza suprapunerii mineralelor tipice, cît și suprafețelor cu grosimi foarte variabile.

În perimetrul Valea Roşie, rocile adularizate urmăresc atît filoanele principale — I, III, VIII—, cît şi ramuri mai mici, care afloreză pe valea Pietroasă şi Valea Lungă. Se observă de asemenea zone puternic adularizate, dar fără o legătură directă cu mineralizaţiile, în dealul Murgău, creasta Elena şi Piatra Mare. Cu grosimi variabile, de la cîţiva metri, care prin suprapunere pot atinge circa 200 m, apar zonele de roci adularizate cu illit, formînd, împreună cu cele precedente, nucleul cel mai dezvoltat din dealul Dongaş, unde grosimea maximă este de circa 600 m.

Rocile argilizate, deşi nu formează o zonă continuă, apar la periferia rocilor adularizate; suprafaţa cea mai mare ocupată de acestea s-a observat în nordul văii Pietroasa — grosime maximă de 400 m —, unde se află un nivel piroclastic.

Rocile propilitizate, pe care se grefează zonele descrise, pot apare, după cum am mai amintit, atît ca relicte în cadrul zonelor produse de metasomatismul potasic, cît şi la periferia acestora.

În perimetrul Dealul Crucii, unde filoanele sînt mai puţine şi urmăresc un aliniament aproape constant, se poate urmări o zonalitate mai regulată. În jurul filonului Principal şi Cioara, rocile adularizate ajung să aibă grosimi maxime de 400 m, fiind înconjurate de roci adularizate-cu illit, pe o zonă cu grosimea maximă de 200 m.

Rocile argilizate, ca şi la Valea Roşie, se dezvoltă pe o zonă discontinuă, în partea de nord-est. Pe valea Sf. Ioan mai apare o astfel de zonă de roci argilizate, în care illitul este mineralul caracteristic, fără însă a se mai păstra urme ale unei adularizări anterioare; grosimea acesteia este de circa 300 m.

Pe valea Vicleanul, continuarea probabilă a Filonului Principal şi a altora de mai mică importanţă permit observarea aceleiaşi zonalităţi, descrise mai sus.

CARACTERELE FIZICO-MINERALOGICE ALE ROCILOR TRANSFORMATE HIDROTERMAL

1. ROCI PROPILITIZATE

Termenul adoptat pentru această transformare nu prea pronunţată, cu dezvoltări areale dificil de stabilit, comportă o scurtă discuţie asupra ocurenţei în parageneze mineralogice diferite, punînd problema deosebirii a două tipuri de roci propilitizate, în legătură cu condiţiile lor de formare:

— Un prim tip, ocupînd spaţii largi, apare legat de circulaţia soluţiilor hidrotermale saturate cu CO_2, prin fisuri fine şi porii rocilor, formînd fondul pe care se grefează zonele metasomatismului potasic. Ansamblurile mineralogice întîlnite în această categorie sînt dominate de prezenţa cloritului — clinoclor —, însoţit sau nu de cantităţi variabile de albit, montmorillonit, illit şi interstratificaţii de tipul hidrobiotitului.

— Al doilea tip, cu dezvoltare restrictivă doar la zonele de înrădăcinare ale corpurilor eruptive, presupune condiţii de temperatură ceva mai mari şi, bineînţeles, presiuni ale H_2O şi CO_2 mai mici (I. V e l i n o v, 1969). Asociaţia cea mai frecventă este clorit, albit, epidot, actinolit, la care se adaugă, deseori, hidrobiotit şi sericit.

Rocile propilitizate prezintă culori variabile, de la verde-negru, atunci cînd cloritul şi epidotul sînt mineralele dominante, pînă la verde

palid, cînd aproape toate mineralele sînt înlocuite cu neoformaţiuni. De regulă, aceste roci sînt mai puţin poroase, faţă de cele transformate în stadiul următor (tabelul nr. 2); textura lor se păstrează însă masivă, ca a rocilor proaspete.

Hornblenda, primul mineral sensibil la atacul soluţiilor hidrotermale, chiar atunci cînd este resorbită, apare înlocuită de clorit, iar transformările mai intense sînt trădate de apariţia structurilor mixte de clorit-montmorillonit, fiind adesea „pigmentată" de mici granule opacitice; hornblenda opacitizată păstrează acelaşi aspect, sau este înlocuită cu cristale de pirită.

Piroxenii, ceva mai stabili în stadiile incipiente, sînt atacaţi pe fisuri, sau pe clivaje, trecînd mai întîi în hornblendă uralitică şi mai apoi, aceasta din urmă, se transformă în clorit, fisura fiind în final colmatată cu carbonaţi. Cînd întreg cristalul este transformat, apare o pseudomorfoză de clorit, cu calcit dispus regulat pe urmele de clivaj (pl. I, fig. 1 şi 2).

În zonele de înrădăcinare, granule mici de epidot apar formate pe piroxeni (pl. I, fig. 3), iar prismele alungite, de dimensiuni mici de actinot, se formează, de regulă, pe hornblendă.

Neomineralele formate pe feldspaţii plagioclazi diferă de asemenea după tipul de propilitizare sau după intensitatea procesului; dacă, în general, în zonele de neck, feldspatul este transformat de preferinţă în sericit, destul de larg cristalizat, chiar înainte ca piroxenii să fie atacaţi, în schimb în propilitizarea cu dezvoltare areală se poate urmări procesul de atac gradat, pe fisuri şi planele de clivaj, de către illit, foarte mărunt cristalizat, şi de carbonaţi (pl. II, fig. 1 şi 2). De menţionat că illitul diferă nu numai la microscop de faciesul sericitos al muscovitului, adică prin acea cristalinitate mult redusă, de tip argilos, ci mai ales pe diagramele de difracţie a razelor X, unde este pus în evidenţă, prin lărgirea reflexului principal de la 10 Å, deplasîndu-se spre unghiuri mai mici (O. Anton, 1970).

Cel mai rezistent component mineralogic, cuarţul, poate fi şi el cataclazat, iar pe microfisuri să se depună neominerale, provenite din mobilizarea elementelor, eliberate prin alterarea mineralelor femice. Masa fundamentală apare, în acest caz, mai cristalină, identificîndu-se cuarţ şi clorit, iar în cavităţile de dizolvare (I. Hanuš, 1960) de obicei se observă hidrobiotit.

Analizele termice diferenţiale, efectuate pe astfel de probe (127, 833 — fig. 4 şi 263, 331, 332 — fig. 5), prezintă picuri în jurul temperaturilor de 650° C şi inflexiuni endoterme la 780° C, permiţînd aprecieri asupra unor interstratificaţii, de tipul montmorillonit-clorit. Picurile largi sau dublate, în jurul valorilor 160—180° C, sînt specifice structurilor mixte de vermiculit cu biotit („hidrobiotit"), după B. D. Boss (1969), dar asemenea dedublări apar şi la interstratificaţiile montmorillonit-illit. Trebuie menţionat că aceleaşi aspecte în curbele D. T. A. le au şi amestecurile între mineralele mai sus menţionate; în astfel de situaţii, valoare determinativă au numai studiile de Rx, pe probe naturale, glicolate şi calcinate.

Alura picurilor obţinute pe probe naturale, atît din roci propilitizate, cît şi din roci argilizate, adică picuri difuze, de intensitate mică şi valorile lor cu deplasări faţă de cele citate în literatură, pentru monomi-

nerale tipice, pun în discuţie prezenţa interstratificaţiilor. Spre exemplu, picul illitului apare la valori cuprinse între 10,53 şi 10,86 Å, ca rezultat al participării unor strate de tip montmorillonit şi/sau clorit, în alcătuirea structurii sale. Precizări suplimentare privind tipurile de interstratificaţii nu s-au putut obţine, datorită insuficienţei datelor de Rx (fig. 6).

Studiile microscopice au pus însă în evidenţă variaţii ale constantelor optice (birefringenţă, culoare), care spirjină ideea existenţei acestor interstratificaţii, fie vermiculit-biotit, fie illit-montmorillonit şi/sau clorit. Caracterele optice ale „hidrobiotitului" sînt date mai ales de valorile intermediare ale birefringenţei, între cea a cloritului şi cea a biotitului, culoarea fiind adesea de un verde murdar, iar dispunerea lui perpendiculară pe pereţii golurilor de dizolvare îi imprimă acel aspect caracteristic, fibroradiar (pl. III, fig. 1).

Din cele expuse mai sus se poate conchide asupra celor mai frecvente asociaţii de filosilicaţi, depistate cu analize termice diferenţiale şi de Rx, în rocile propilitizate : a) clorit-montmorillonit (cu halloysit supergen), proba 263 ; b) clorit-montmorillonit-illit, proba 127 ; c) clorit-hidrobiotit-illit, proba 121 ; d) illit-interstratificaţii montmorillonit-clorit, probele 833, 331 şi 332.

Pentru a face un tablou complet al asociaţiilor de neominerale din rocile propilitizate, pe lîngă albit, epidot şi actinolit, pe care le-am mai citat în definirea termenului adoptat, trebuie să adăugăm carbonaţii, care pot fi atît de precipitare, din distrugerea mineralelor calcice, cît şi mai tîrzii, din aportul unor hidroterme ulterioare propilitizării. Caracteristice însă pentru aceste roci rămîn pseudomorfozele selective, de obicei ale pirixenilor de către calcit, iar ale hornblendei, de clorit. De reţinut că venirile ulterioare de carbonaţi sînt ceva mai complexe ; apar filonaşe care prezintă o zonă de bordură din siderit, cu partea centrală ocupată de calcit (pl. III, fig. 2). S-au remarcat, de asemenea, fisuri umplute cu cristale solitare, nemaclate, de ankerit, decelat de altfel şi pe unele curbe D. T. A. (pl. III, fig. 3).

Pirita şi hidroxizii de fier, de tipul goethitului, ca şi apariţiile sporadice de jarosit, recunoscute atît microscopic, cît şi prin picurile caracteristice pe curbele termodiferenţiale, sînt minerale care, de cele mai multe ori, le găsim şi în celelalte transformări hidrotermale.

Există în cadrul rocilor propilitizate o situaţie care ne-a atras în mod deosebit atenţia, mai ales prin creşterea cantităţii de Na_2O pînă la 3,37%, valoare crescută atît faţă de roca proaspătă, cît şi faţă de celelalte tipuri de roci transformate (procentajul alcaliilor se poate urmări în fig. 3), în care caz cantitatea de montmorillonit nu poate explica singură această creştere. Determinările optice efectuate cu platina universală, pe plagioclazii cu începuturi de transformare, au dovedit apariţia albitului şi nu a adularului, situaţie la care ne-am fi aşteptat în cazul unei zone marginale de roci propilitizate, ale metasomatismului alcalin. Diferenţierile microscopice faţă de adularul triclinic, care apare cu aspecte similare, prin substituţia plagioclazului, atunci cînd este deja instalat stadiul potasic, s-au făcut pe baza măsurătorilor statistice de unghiuri ale axelor optice : adularul prezintă variaţii ale 2V între 12 şi 20 °, planul axelor optice fiind perpendicular pe (010), în timp ce albitul are unghiul axelor $-2V = 48-52$ ° (pl. II, fig. 3).

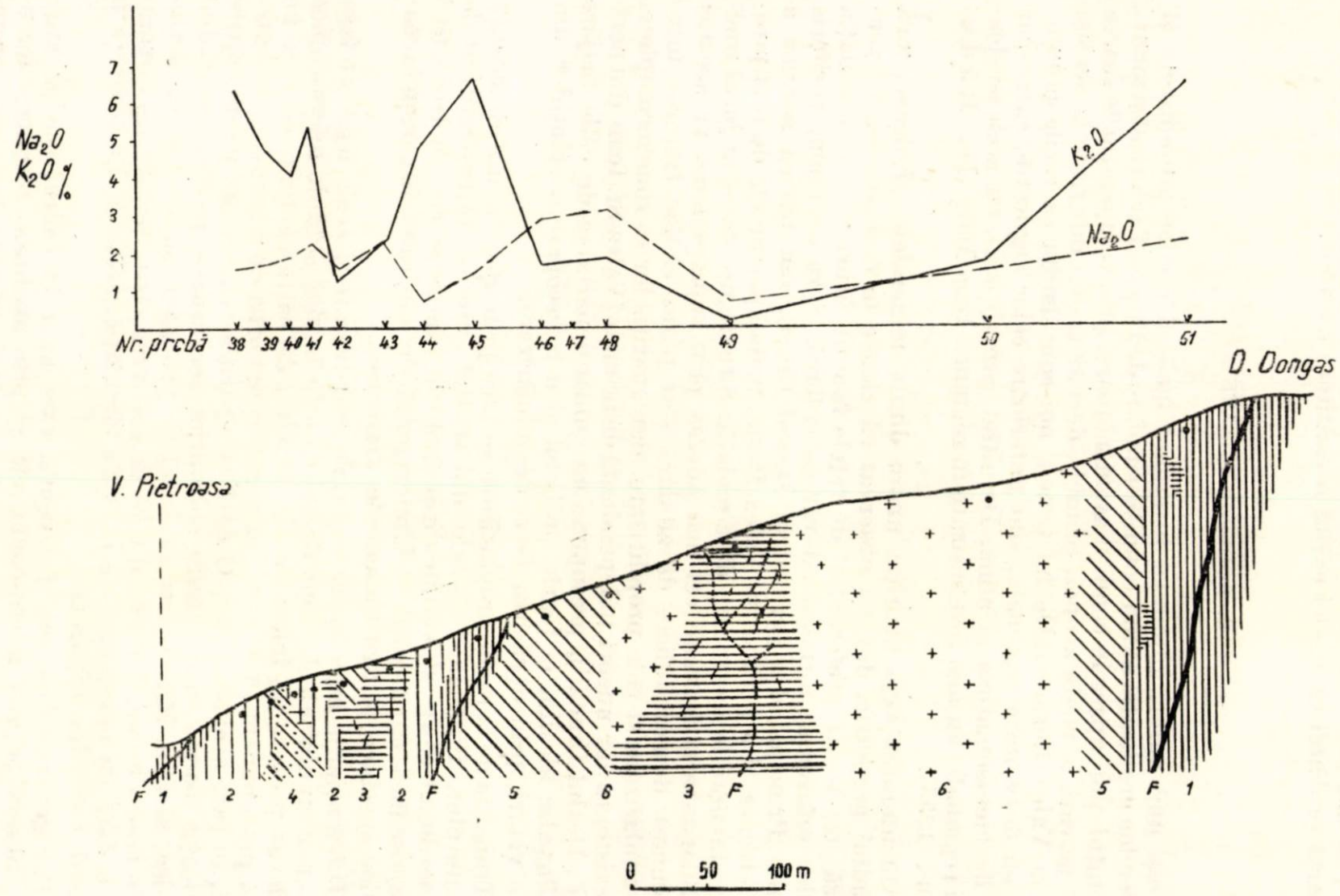


Fig. 3.— Profil prin zonele de transformare hidrotermală în perimetrul Valea Roşie şi diagrama oxizilor alcalini, în fiecare zonă.
1, Roci adularizate s.s.; *2*, roci adularizate cu illit; *3*, roci argilizate; *4*, roci adularizate cu clorit ulterior; *5*, roci propilitizate; *F*, filoane sau volburi.

Valori inexplicabil crescute de Na_2O, în „andezite propilitizate cu adular", au mai fost observate şi de Constantina Stanciu (1970); este foarte probabil că şi aici există o cantitate de albit.

2. ROCI ARGILIZATE

Deşi unii autori admit că în esenţă faciesul rocilor propilitizate şi cel al rocilor argilizate, avînd condiţii similare de P_{H_2O}—T (cloritul şi montmorillonitul pot apare în condiţii asemănătoare, prin temperaturile foarte variate pe care le poate acoperi primul), deci ar trebui integrate la acelaşi facies, la Valea Roşie şi Dealul Crucii, noi considerăm că rocile propilitizate, cu dezvoltare regională, sînt anterioare celor argilizate, care apar legate de metasomatoza alcalină. De altfel, propilitizări, cu aceleaşi dezvoltări regionale, au mai fost sesizate în regiunea Baia Mare (D. Rădulescu, 1953).

Am anunţat deja apariţia unora dintre mineralele argiloase, încă din stadiul propilitic, dar s-a observat că zonele în care acestea se acumulează sînt legate preferenţial de reţele fine de fisuri, în care circulaţia soluţiilor difuzează, formînd adevărate volburi. Spre exemplu, periferia Filonului Principal din perimetrul Dealul Crucii, sau partea nordică a văii Pietroasa, din perimetrul Valea Roşie, unde apar nivele de roci piroclastice, favorabile acestui tip de circulaţii. Situate de obicei în jurul rocilor adularizate şi formate cel mai adesea prin suprapunerea pe acestea (se recunosc deseori relicte de adular), s-ar părea că fac trecerea între rocile adularizate şi cele propilitizate, dar apariţia lor ca zone incomplete, ca şi existenţa lor uneori independentă de primele (Valea Sf. Ioan din perimetrul „Dealul Crucii"), presupune nu numai depărtarea de căile majore ale influxului alcalin, ci foarte probabil şi o telescopare a soluţiilor din diverse veniri, prin depăşirea fazei de adularizare.

Tranziţia de la rocile propilitizate se face prin apariţia din abundenţă a caolinitului, fiind încă stabile din stadiul anterior, interstratificaţiile montmorillonit-clorit şi vermiculitul (golurile umplute cu „hidrobiotit" se recunosc încă, dar culorile de birefringenţă ale biotitului dispar, în favoarea celor specifice pentru mineralele argiloase).

Diferenţierile între illitul din rocile propilitizate şi acela legat de faza metasomatismului alcalin sînt destul de dificile, dar studiile microscopice au relevat procese de înlocuire ale illitului, de către caolinit, ceea ce ne face să presupunem că în astfel de cazuri este vorba de o parageneză anterioară, în care a existat illit. O dată cu apariţia caolinitului pe illit apare şi indicaţia asupra unei acţiuni hidrolitice accentuate, posibilă în stadiul al doilea, alcalin. Este foarte probabil ca procesele supergene să acţioneze în mod similar, dar ţinînd cont de creşterea cristalinităţii necmineralelor, o dată cu apropierea de căile de circulaţie, acest caolinit pare a fi produsul soluţiilor hipogene.

Paragenezele cele mai frecvente, care apar în cadrul rocilor argilizate, observate atît microscopic, cît şi prin analizele termice-diferenţiale, sau de Rx, sînt următoarele: în zonele de trecere de la roci propilitizate la roci argilizate, illit-caolinit, cu relicte de interstratificaţii mont-

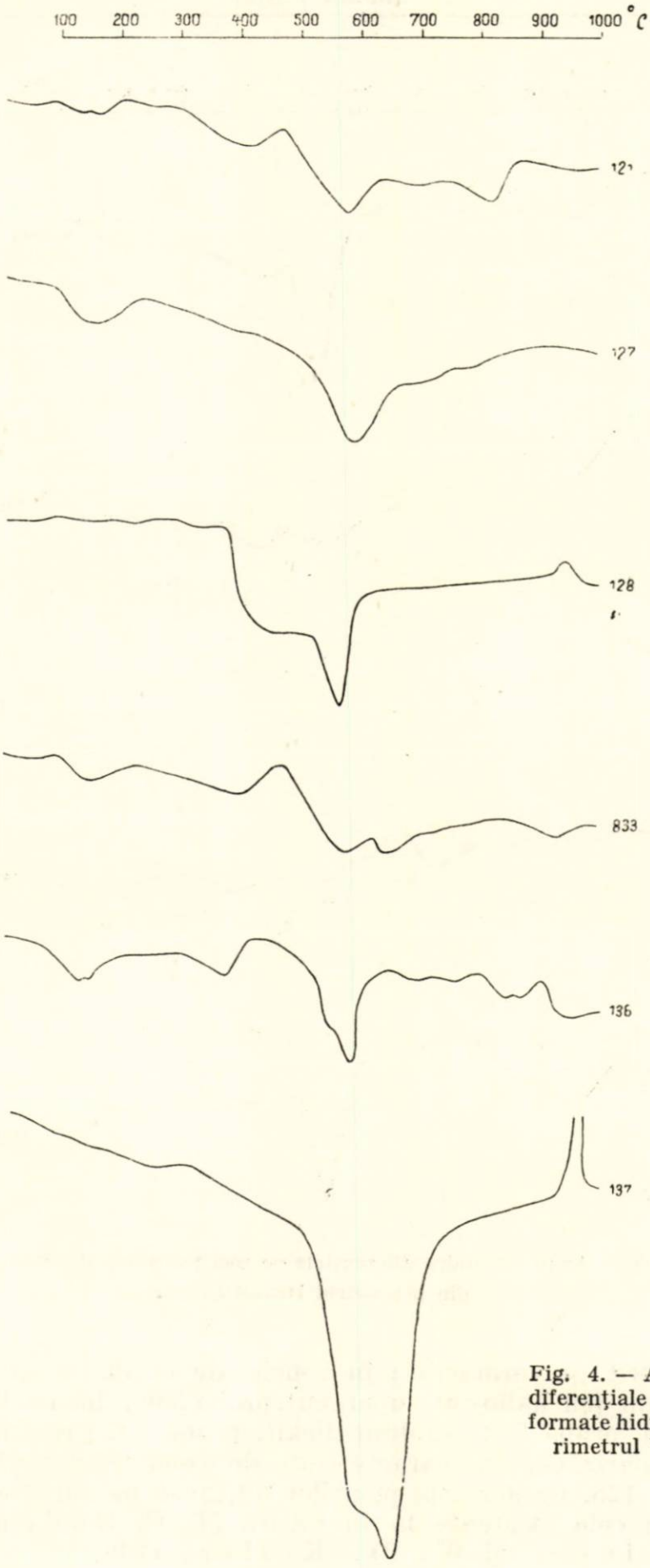


Fig. 4. — Analize termice diferenţiale pe roci transformate hidrotermal din perimetrul Valea Roşie.

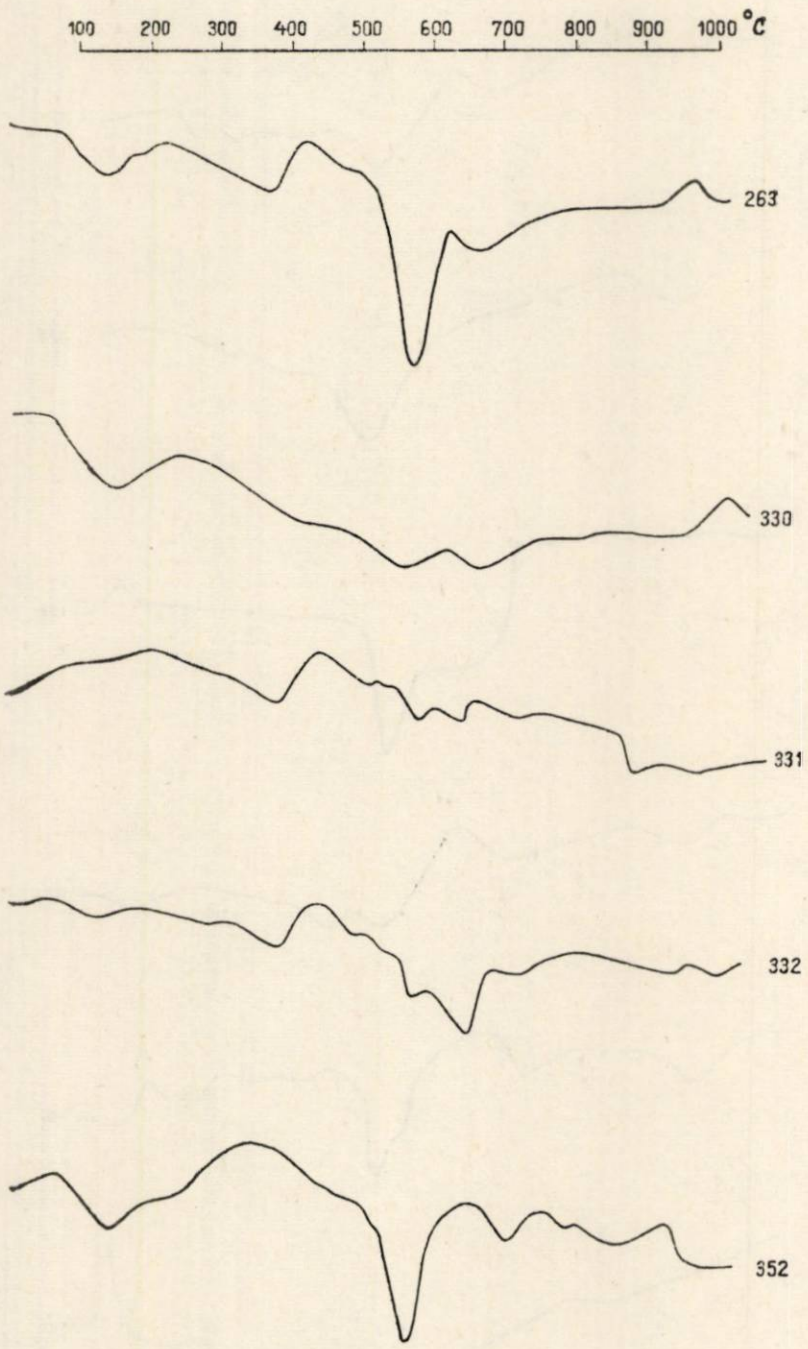


Fig. 5. — Analize termice diferențiale pe roci transformate hidrotermal din perimetrul Dealul Crucii.

morillonit-clorit și vermiculit; în zonele de argilizare accentuată, illit-montmorillonit (cu halloysit supergen), proba 330; illit-caolinit (cu halloysit supergen), proba 352; caolinit-dickit, proba 137; roci argilizate, subsecvente adularizării, sînt caracterizate de asociația actuală, adular-allophan, proba 128. Caracterele picurilor obținute pe curbele D. T. A. s-au comparat cu cele existente în literatură (T. G. Radonova, 1968; K. Snetsinger și W. D. Keller, 1969).

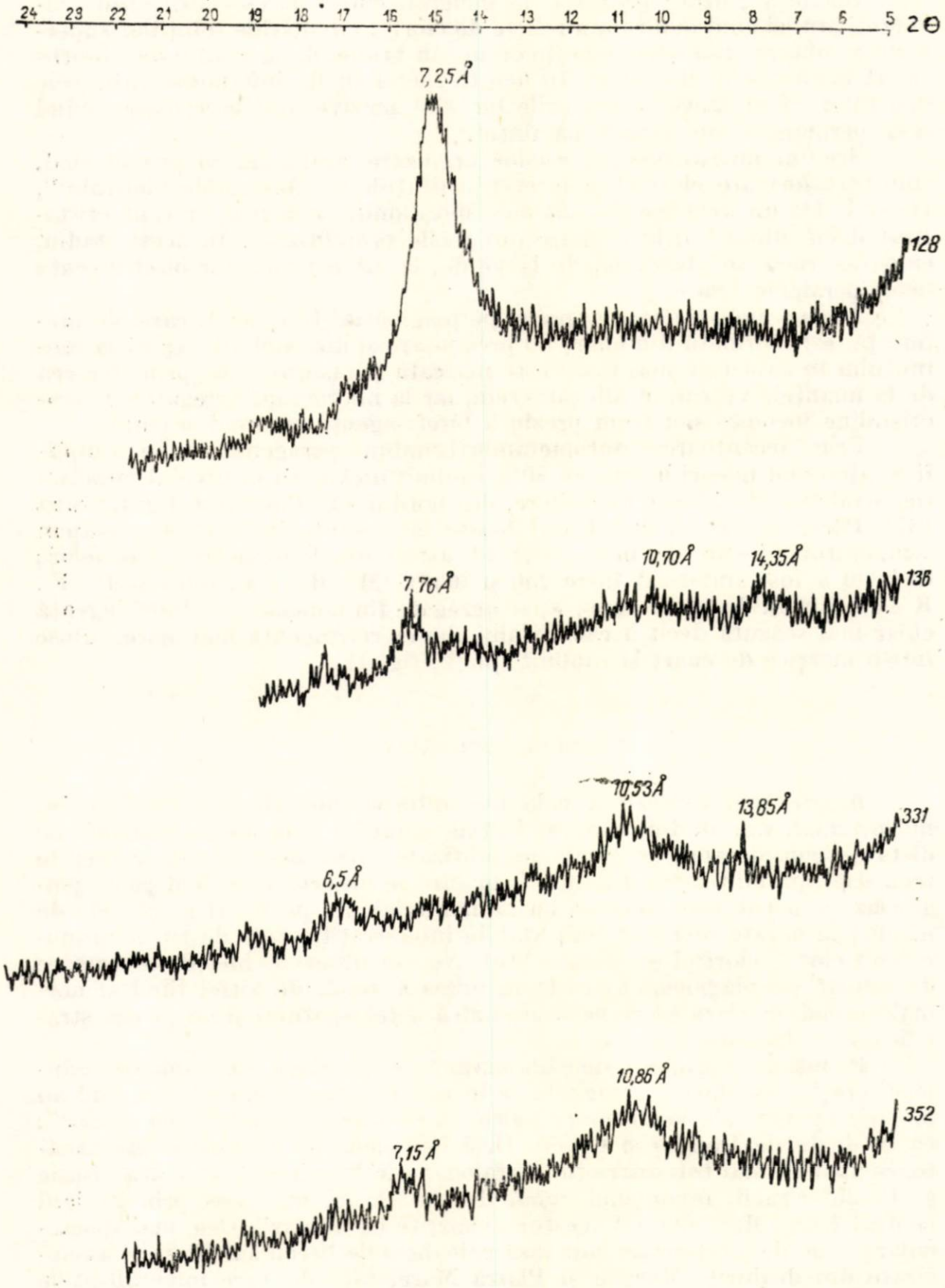


Fig. 6. — Difractogramele pe probe naturale ale rocilor transformate hidrotermal (FeKα).

Rocile argilizate prezintă, în general, culori albe-cenuşii, sau palverzui, atunci cînd mai rămîn relicte de clorit ; circulaţiile soluţiilor supergene le adaugă însă acele nuanţe crem sau brune, după gradul de absorbţie al pigmentului limonitic. În aceste roci s-au întîlnit porozităţile cele mai mari, n = 22,95% ; texturile lor sînt masive sau breccioase, avînd însă permanent un aspect pămîntos.

Studiul microscopic al rocilor argilizate arată că, în primul rînd, sînt transformate cloritul şi interstratificaţiile de tipul „hidrobiotitului", trecînd într-un amestec de illit-montmorillonit, ceva mai mărunt cristalizat decît amestecurile similare din rocile propilitizate. În acest stadiu, culoarea rocii se deschide, de la verde, la alb-cenuşiu, iar birefringenţa neomineralelor scade.

Acelaşi amestec apare apoi şi pe plagioclaz şi în pastă, care, de preferinţă, este formată din cuarţ de precipitare şi din caolinit. Apariţia caolinitului în cantitate mai mare este marcată şi macroscopic, prin trecerea de la nuanţele verzui, la alb sau crem, iar la microscop, agregatele microcristaline incolore sau crem prezintă birefringenţa cea mai scăzută.

Prin accentuarea autometamorfismului, paragenezele se simplifică, ajungînd uneori la roci cu 80% caolinit-dickit, ca în nivelul piroclastic, străbătut de filoane metalifere, din nordul văii Pietroasa (fig. 4, proba 137). Paragenezele cu dickit sînt foarte interesante, întrucît ele presupun temperaturi destul de mari, arătînd astfel zonele adiacente filoanelor ; dickitul a fost sintetizat între 250 şi 365 °C (M. B. Jacobs şi P. F. Kerr, 1965). La microscop, apar agregate fin lamelare, cu birefringenţă chiar mai scăzută decît a caolinitului, dar cu refringenţă mai mare, prinse într-o matrice de cuarţ şi caolinit (pl. V, fig. 1).

3. ROCI ADULARIZATE

Aceste roci reprezintă cele mai interne zone ale metamorfismului hidrotermal, din stadiul alcalin. Iniţial, soluţiile potasice au pătruns pe distanţe considerabile în rocile propilitizate, dînd naştere acelor roci de tranziţie „propilitizate cu adular", în care se observă cum feldspatul plagioclaz proaspăt este înlocuit cu adular triclinic, pe fisuri şi planele de maclă ; în aceste roci sînt încă stabile interstratificaţiile de tip montmorillonit-clorit, cloritul şi vermiculitul. Nu s-a observat niciodată formare de adular pe plagioclaz illitizat în această zonă, de altfel fiind şi normală pseudomorfoza pe reţeaua triclinică a feldspatului şi nu pe cea stratificată a illitului.

Pe măsura apropierii de căile majore de circulaţie ale fluidelor, adularul creşte cantitativ, ajungîndu-se în zonele adiacente, mai ales cînd au loc suprapuneri ale venirilor potasice, la adevărate „cuarţite cu adular", ca în dealurile Dongaş şi Crucii. Deşi fenomene de zonalitate asemănătoare apar în mai tot districtul metalogenetic Baia Mare, la Valea Roşie şi Dealul Crucii, fenomenul zonal devine clasic, mai ales prin nucleul central foarte dezvoltat al acestor „cuarţite cu adular". Cele mai spectaculare zone de adularizare sînt însă coloanele de brecii silicifiate şi adularizate din dealurile Murgău şi Piatra Mare, faţă de care mineralizaţiile au o situaţie excentrică, folosind drept cale de acces contactele acestora.

Indiferent însă de modul de distribuţie al mineralizaţiei aurifere în cadrul rocilor adularizate, rămîne interesantă afinitatea sau poate simpla asociere, temporară şi spaţială, a potasiului cu aurul.

Cele două zone interne, roci adularizate sens strict, adiacente filoanelor, şi roci adularizate cu illit la periferia primelor, formate probabil cu un foarte mic decalaj de timp între ele, deşi nu prezintă limite tranşante, pot fi recunoscute şi macroscopic, atunci cînd cantităţile sînt suficiente pentru a fi caracteristice; abundenţa adularului, în pseudomorfoze ce ating dimensiuni remarcabile, 2/5 mm, este trădată de feţele foarte lucioase ale feldspatului, pe cînd apariţia illitului este marcată de matizarea acestor feţe. Culoarea rocilor adularizate este de obicei albă, dar circulaţiile limonitice, provenite în urma oxidării piritei, le pot imprima diverse nuanţe de brun. Porozitatea acestora creşte, textura fiind cel mai adesea pseudobreccioasă. Datorită puternicei silicifieri, care însoţeşte procesul, rocile adularizate rămîn de obicei în relief, ocupînd cotele cele mai înalte, avînd un accentuat caracter ruiniform.

Paragenezele întîlnite în aceste roci sînt cu mult mai simple decît în rocile analizate pînă acum, dovedind atît levigarea foarte intensă, necompensată de depunere, cît şi suprapunerea celor două stadii alcaline. Este interesant de semnalat că, deşi rocile sînt în totalitate transformate, structura iniţială a andezitelor se mai păstrează totuşi, prin pseudomorfozele tuturor fenocristalelor, de către cuarţ şi adularul cu optică triclinică, cu aspect moarat şi, de cele mai multe ori, maclat Karlsbad (pl. IV, fig. 2 şi 3).

Măsurătorile de unghiuri ale axelor optice, efectuate pe aceste cristale, au arătat, uneori, o optică de tranziţie: unele zone au planul axelor optice perpendicular pe (010) şi valori ale $2V=12-20°$, iar altele, ceva mai periferice, aproape paralel cu (010) şi 2V, variind pînă la 40°.

Masa fundamentală a rocilor adularizate este de obicei silicifiată şi străbătută de filonete subţiri, în care cuarţul este asociat cu adularul monoclinic; acesta apare de regulă cu contururi regulate, rombice şi mult mai limpede.

Apariţia celor două modificaţii optice ar putea permite aprecieri asupra vîrstei lor diferite, dar optica de tranziţie observată pe pseudomorfoze arată că nu acesta este criteriul de diferenţiere, deoarece este normal ca adularul ce înlocuieşte feldspatul plagioclaz să păstreze, pentru început, reţeaua cristalină a acestuia. Cele mai interesante dovezi asupra unor influxuri succesive de soluţii potasice au fost obţinute prin studiul microscopic al rocilor adularizate cu illit; s-au observat cristale adularizate, substituite, în diverse grade, de illit şi străbătute ulterior de filonaşe cu adular II, care au în partea lor centrală illit II (pl. IV, fig. 1). Este posibil ca, uneori, adularul II să nu mai fie urmat de illit şi acest proces întrerupt poate crea interpretări false asupra succesiunii lor de formare; în orice caz, în zonele studiate de noi, au fost întîlnite numai procese de substituţie a adularului de către illit.

Paragenezele observate în cadrul celor două zone de roci adularizate sînt, după cum am amintit, mult simplificate: cuarţ-adular, cuarţ- adular-illit, iar în zonele de apariţie a mineralelor argiloase, cuarţ- adular- caolinit şi/sau illit.

O situaţie aparte o prezintă însă invaziile tîrzii de clorit, care complică mult curbele termodiferenţiale (fig. 4, proba 136), prin asocierea picurilor illitului cu ale cloritului şi chiar ale carbonaţilor tîrzii. Rocile, în această situaţie, deşi au acel tipic aspect adularizat, sticlos, din apropierea filoanelor, capătă tente verzi; la microscop se observă cum cloritul se insinuează pe fisuri, uneori chiar mai tîrzii decît faza de apariţie a caolinitului, substituind apoi pseudomorfoze anterioare (pl. V, fig. 2). Prin aceste observaţii, aria de răspîndire a cloritului II creşte, adesea trecînd şi în rocile propilitizate.

EVOLUŢIA CHIMISMULUI ÎN ROCILE TRANSFORMATE HIDROTERMAL

Pentru evidenţierea mai clară a transformărilor intervenite, am ales un profil transversal prin zonele de metamorfism hidrotermal, create pe andezitul cuarţifer de Piscuiatu, din perimetrul Valea Roşie (fig. 3). Cele mai reprezentative schimbări intervin în cadrul oxizilor alcalini, astfel că din urmărirea acestui profil combinat cu diagrama de variaţie a K_2O şi Na_2O se poate observa relaţia antipatetică a acestora, accentuată pe măsura intensificării procesului de metasomatoză potasică.

Dacă în cadrul rocilor propilitizate K_2O rămîne aproape neschimbat, el poate creşte la peste 6% în rocile adularizate, iar unele analize disparate, pe roci adularizate de pe Valea Lungă, au arătat creşteri pînă la 12%; Na_2O, în schimb, scade pregnant în rocile adularizate şi argilizate, prezentînd creşteri numai în unele zone ale rocilor propilitizate, legat fiind de apariţia albitului.

Se mai poate observa, de asemenea, că ambii oxizi scad sub 0,5%, în rocile argilizate, în care parageneza este simplificată la caolinit-dickit; poate rămîne crescut uneori numai K_2O, în zonele de trecere la roci adularizate, cînd mai este prezent fie adularul, fie illitul.

Au mai fost de asemenea analizate chimic tipurile principale de andezit cuarţifer hidrotermalizat, observate pe un profil de circa 100 m, situat pe valea Pietroasă, amonte de confluenţa cu Valea Lungă.

În tabelul nr. 2 se pot urmări valorile oxizilor, porozităţile şi elementele minore, iar în tabelul nr. 3, celula standard şi bilanţul ionic al acestor roci. Se pot astfel urmări aceleaşi relaţii ale sodiului şi potasiului, de care am vorbit mai sus. Calciul şi magneziul scad pe măsura avansării procesului autometamorfic, prin levigarea mineralelor feromagneziene şi substituţia plagioclazului calcic cu adular.

Fierul are o comportare aparte, fiind legat nu atît de sulfuri (rocile analizate nu au avut pirită, în afara unei mici cantăţi în roca V), cît probabil ca ion de substituţie al aluminiului. Într-adevăr, aluminiul din mineralele argiloase (observate la microscop) are schimbări inverse faţă de cele ale fierului bivalent, presupunînd astfel că, pentru păstrarea egalităţii stoichiometrice, intervin şi alţi cationi. S-a urmărit de asemenea, la microscop, creşterea cantitativă a mineralelor argiloase, atunci cînd, evident, există şi o creştere a aluminiului.

Oxidrilul arată, de asemenea, creşteri importante, fiind legate de existenţa aceloraşi minerale argiloase, uneori chiar în rocile adularizate,

Tabelul nr. 2

Profil prin zonele de metamorfism hidrotermal (Valea Roşie)*

Compoziţie chimică (%)

	I	II	III	IV	V
SiO_2	56,02	57,14	55,12	56,74	63,00
Al_2O_3	19,20	20,40	18,25	18,20	23,15
Fe_2O_3	3,62	4,48	3,16	1,32	0,96
FeO	3,40	3,20	4,40	4,44	urme
MnO	0,13	0,13	0,14	0,18	urme
TiO_2	0,45	0,65	0,55	0,50	0,67
CaO	7,50	2,60	4,06	4,15	0,75
MgO	3,30	2,65	3,00	3,00	0,20
Na_2O	2,21	3,10	2,69	1,48	0,48
K_2O	0,96	1,83	2,61	3,92	5,30
P_2O_5	0,10	0,12	0,11	0,11	urme
H_2O^+	1,24	2,00	1,98	1,37	3,42
H_2O^-	0,49	0,88	0,70	0,40	0,48
CO_2	1,00	1,12	3,05	3,50	1,21
S^{2-}	urme	urme	urme	0,20	urme
Total	99,62	99,86	99,82	99,51	99,62
Porozitate n %	66,39	5,82	11,83	13,57	20,24

Elemente minore (ppm)

Ba	280	560	780	1870	1400
V	78	114	92	94	40
Mn	530	570	500	117	74
Ni	4	11	10	5	3
Co	21	22	15	12	3
Cr	6	14	16	12	SLD
Cu	24	34	28	53	22
Pb	3	3	3	3	18

I, Roca proaspătă; *II*, roca propilitizată cu albit; *III*, roca propilitizată cu adular; *IV*, roca adularizată cu illit; *V*, roca adularizată s.s.

* Analize chimice — S. Iliescu; Porozităţi — L. Pîrvu; Elemente minore — M. Protopopescu.

unde de obicei acesta este scăzut (Constantina Stanciu şi colab., 1970).

Ionul Si, fiind condiţionat şi de cantitatea de cuarţ magmatic din andezitul primar, arată creşteri evidente numai în roca adularizată, în rest rămînînd nesemnificativ. Carbonul, fiind legat de veniri mai tîrzii de carbonaţi, ce apar ca filonete cu grosimi neregulate în masa rocii, prezintă şi el variaţii netipice, arătînd totuşi valorile cele mai mici în roca adularizată.

Dintre elementele minore analizate, bariul este cel mai interesant, creşterile sale fiind asemănătoare potasiului. Celelalte elemente minore

Tabelul nr. 3

Profil prin zonele de metamorfism hidrotermal (Valea Roşie)

Celula standard (N)

Nr. probei	K	Na	Ca	Mg	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Al	Si	Ti	P	C	O	OH	S
I	1,1	3,9	7,3	4,4	2,5	2,7	20,5	50,8	0,3	0,1	1,2	15,24	7,6	—
II	2	5,3	2,4	3,5	2,9	2,4	21,4	50,9	0,5	0,1	1,3	148	12	—
III	2,9	4,7	3,8	3,9	2,2	3,4	19,2	49,3	0,4	0,1	3,7	148,2	11,8	—
IV	4,4	2,5	3,9	3,9	0,8	3,5	19,1	50,7	0,3	0,1	4,3	151,3	8,3	0,4
V	5,8	0,7	0,7	0,3	0,6	—	23,1	53,3	0,4	—	1,4	140,5	19,5	—

Bilanţul ionic (N — No) * din celula standard

Nr. probei	K	Na	Ca	Mg	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Al	Si	Ti	P	C	O	OH	S
II	+0,9	+1,4	−4,9	−0,9	+0,4	−0,3	+0,9	+0,1	+0,2	0,0	+0,1	−4,4	+4,4	—
III	+1,8	+0,8	−3,5	−0,5	−0,3	+0,7	−1,5	−1,5	+0,1	0,0	+2,5	−4,2	+4,2	—
IV	+3,3	−1,4	−3,4	−0,5	−1,7	+0,8	−1,4	−0,2	0,0	0,0	+3,1	−1,1	+0,7	+0,4
V	+4,7	−3,2	−6,6	−4,1	−1,9	−2,7	+2,6	+2,5	+0,1	−0,1	−0,2	−11,9	+11,9	—

Bilanţul ionic sumar şi procesele genetice

Nr. probei	Adaos		Pierderi		Procese genetice
	cationi	valenţe	cationi	valenţe	
II	9,6	13,4	6,1	12,2	metasomatism simultan cu umplerea cavităţilor preexistente
III	9,8	18,0	7,0	18,5	dizolvare şi depunere parţială în cavităţi nou formate
IV	7,5	16,8	7,8	16,9	metasomatism în cadrul unei dizolvări şi depuneri anterioare
V	21,8	34,8	18,8	37	dizolvare puternică şi depunere puternică

I, Roca proaspătă; *II*, roca propilitizată cu albit; *III*, roca propilitizată cu adular; *IV*, roca adularizată cu illit; *V*, roca adularizată s.s.

* Calculul s-a făcut raportîndu-se la I—roca proaspătă.

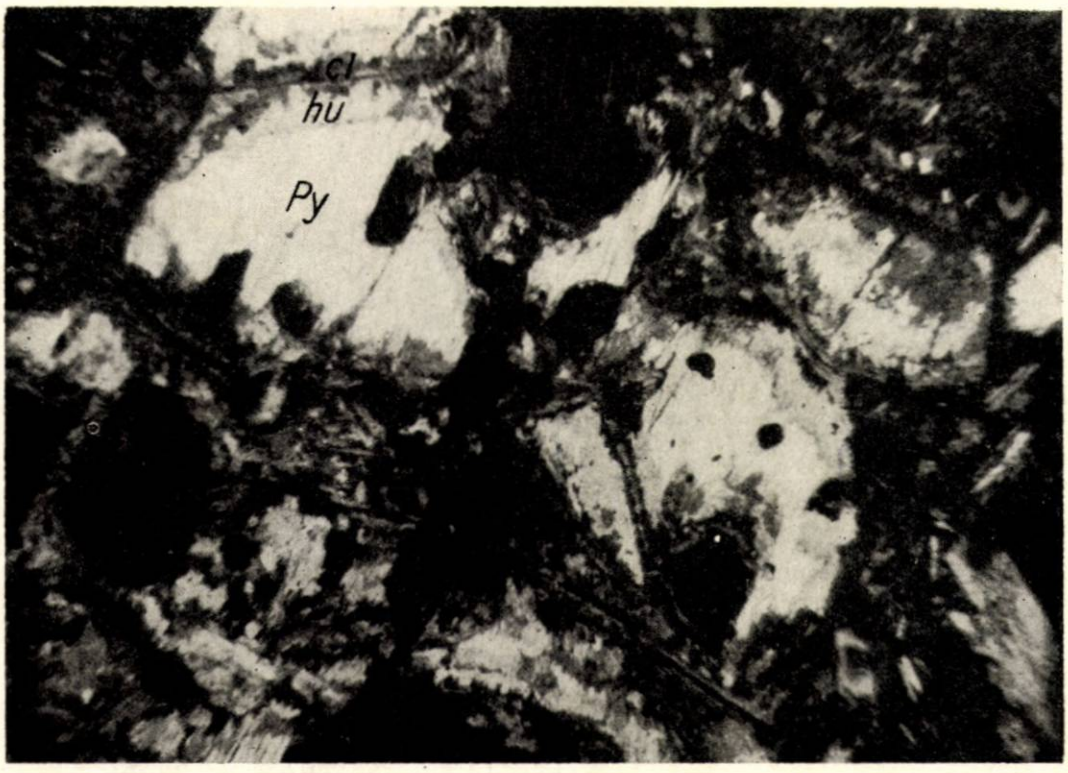


Fig. 1. — Formarea uralitului și a cloritului pe piroxeni. Andezit cuarțifer — valea Sf. Ioan. *Py*, piroxen ; *hu*, hornblendă uralitică ; *cl*, clorit (N+ ; 60 ×).

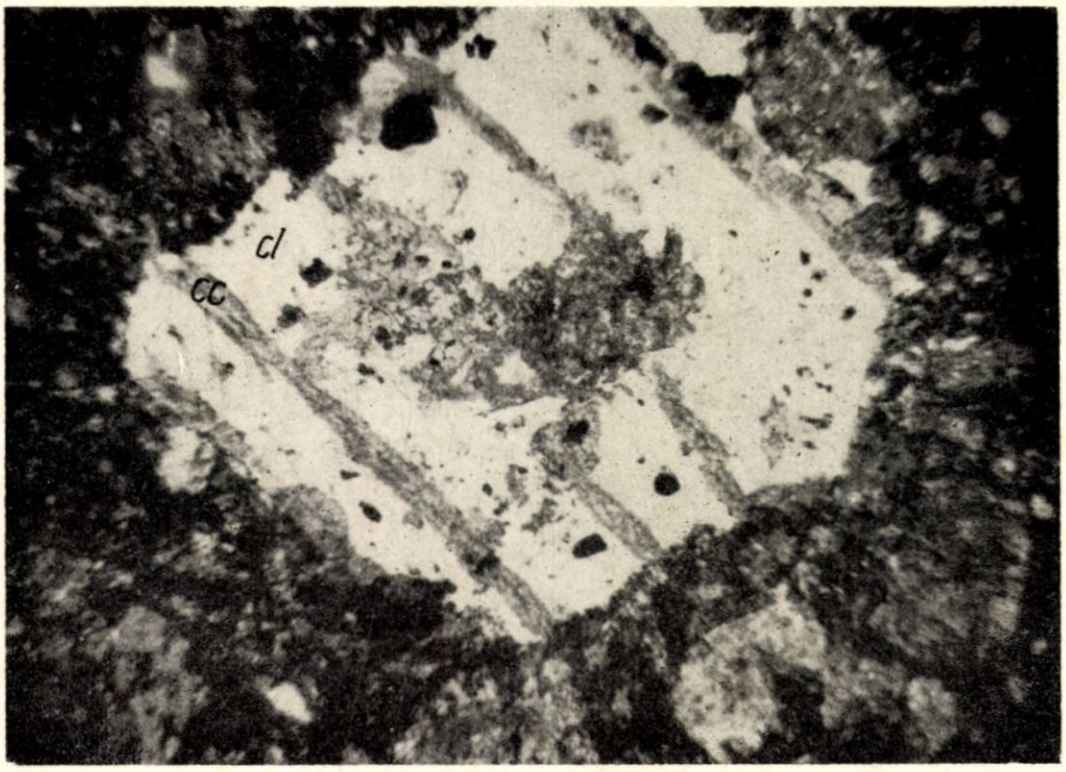


Fig. 2. — Piroxen cloritizat cu carbonați pe clivaje. Andezit cu piroxeni și hornblendă — Dealul Crucii. *cl*, clorit ; *cc*, carbonați (N+ ; 60 ×).

Fig. 3. — Epidot format pe piroxeni. Andezit cu piroxeni și hornblendă — Dealul Crucii. *ep*, epidot (N+ ; 80 ×).

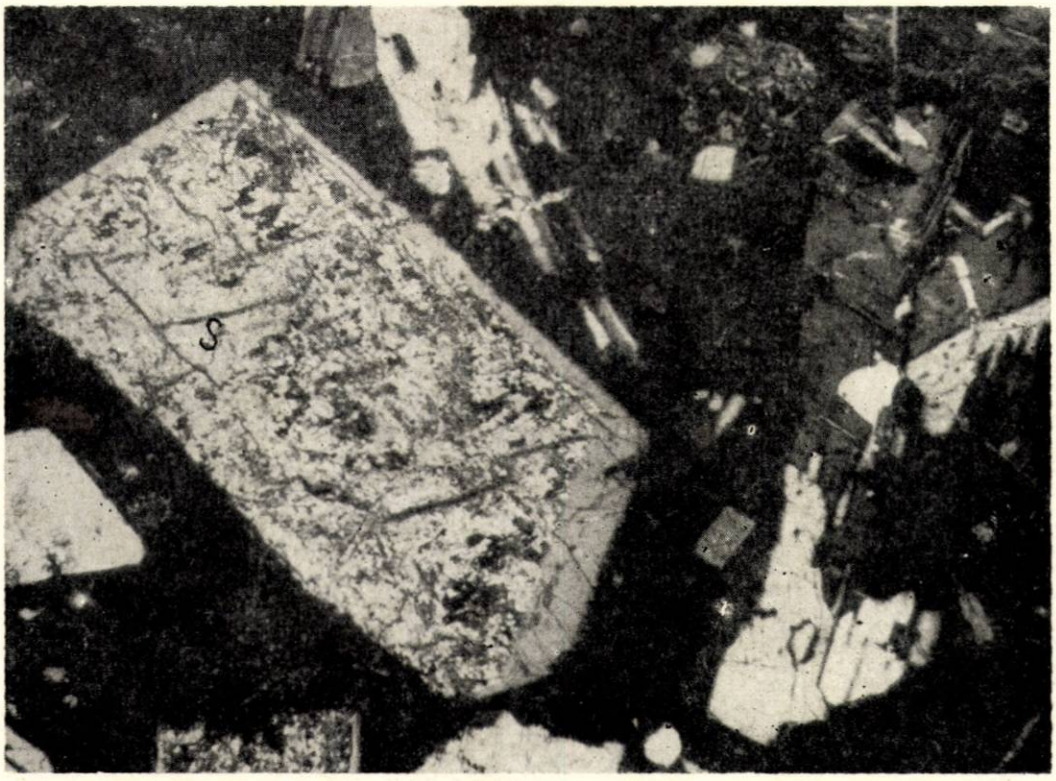


Fig. 1. — Feldspat plagioclaz transformat în sericit — *s*. Andezit piroxenic — valea Usturoi (N+ ; 80 ×).

Fig. 2. — Pătrunderea illitului — *il* și a carbonaților — *cc* în feldspat, în faza de propilitizare. Andezit cuarțifer — Valea Roșie (N+ ; 80 ×).

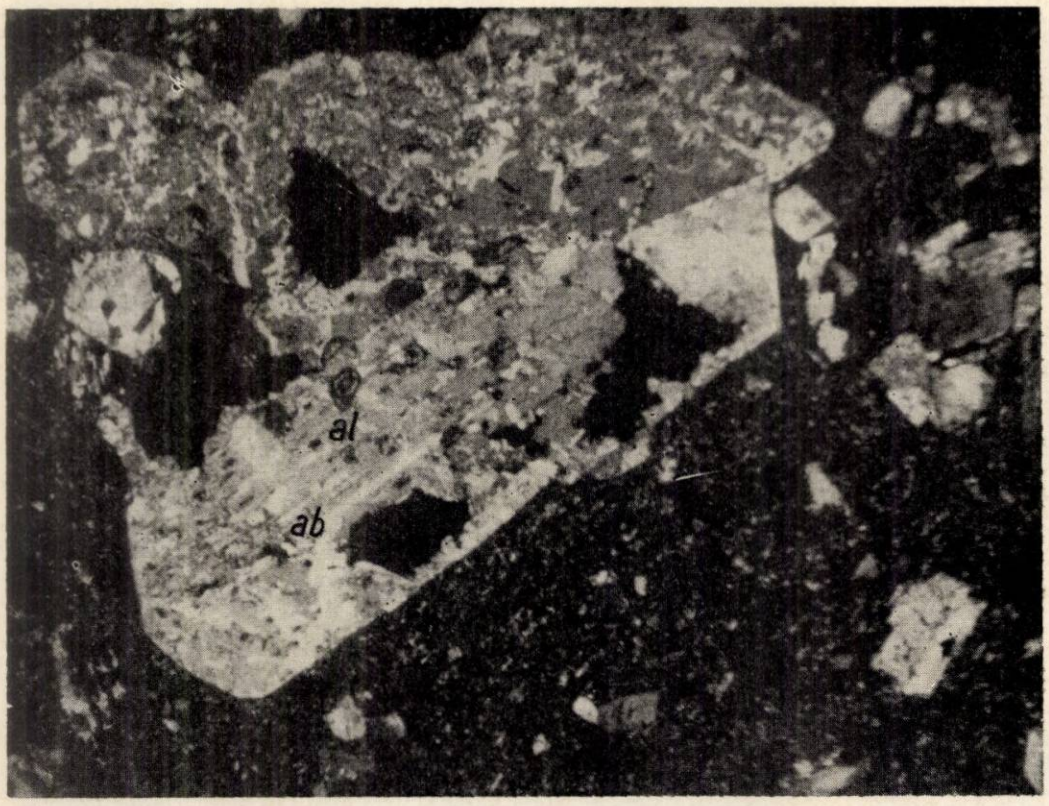


Fig. 3. — Albitizarea feldspatului plagioclaz. Andezit cuarţifer — valea Pietroasă (N+ ; 80 ×).

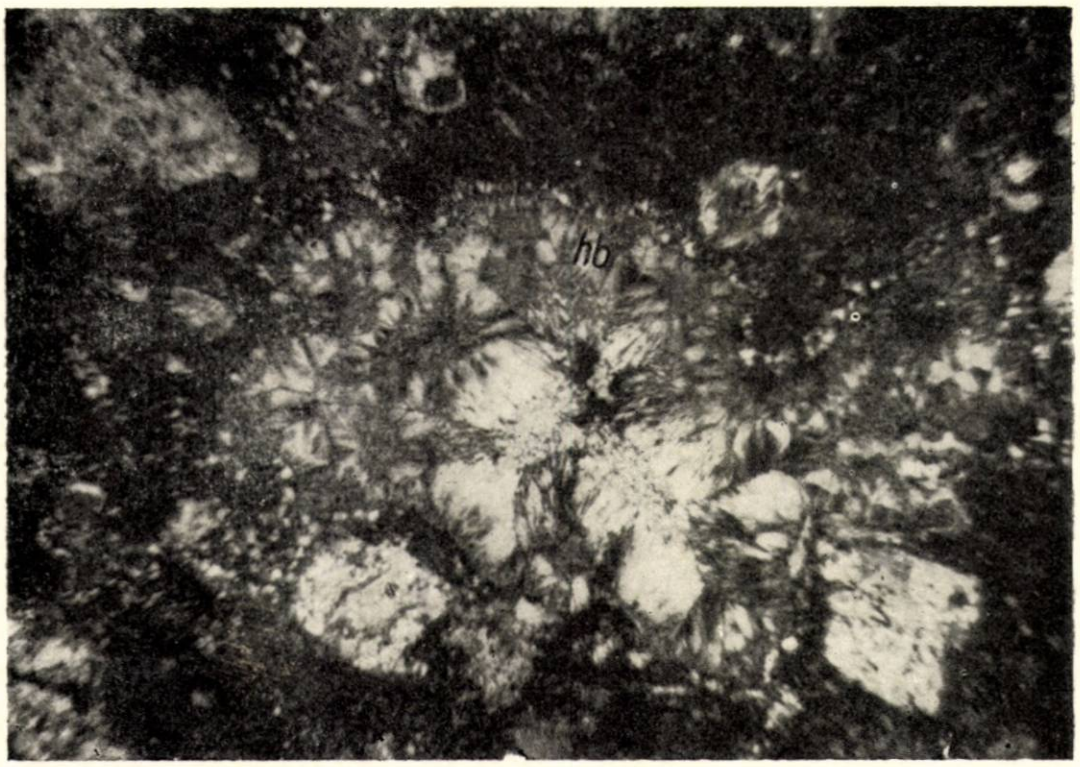


Fig. 1. — Goluri de dizolvare umplute cu „hidrobiotit"—*hb*. Andezit piroxenic—valea Usturoi (N+ ; 60 ×).

Fig. 2. — Siderit — *sid* și calcit II — *cc*, în andezit cuarțifer adularizat cu illit (N+ ; 40 ×).

Fig. 3. — Cristale de ankerit — *Ak* pe filonete, în andezit cu piroxeni și hornblendă propilitizat — valea Sf. Ioan (N+ ; 80 ×).

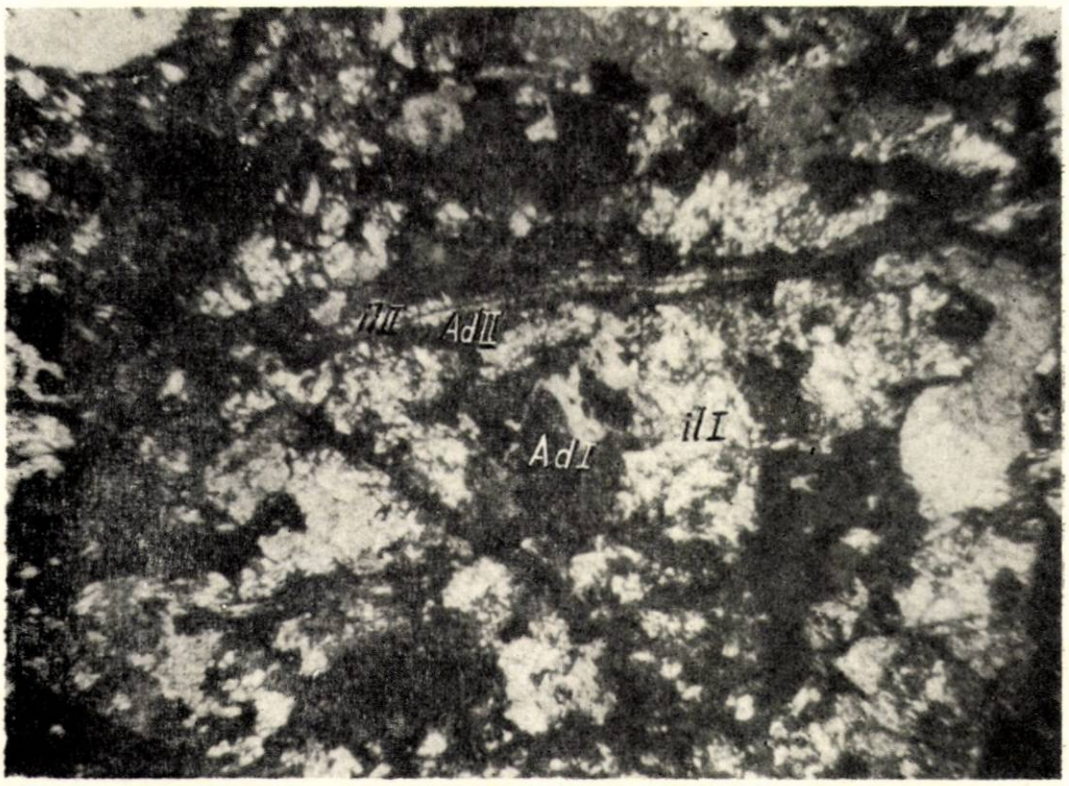


Fig. 1. — Pătrunderea adularului și illitului II în cristal adularizat și illitizat anterior. *Ad*, adular ; *il*, illit (N+ ; 180 ×).

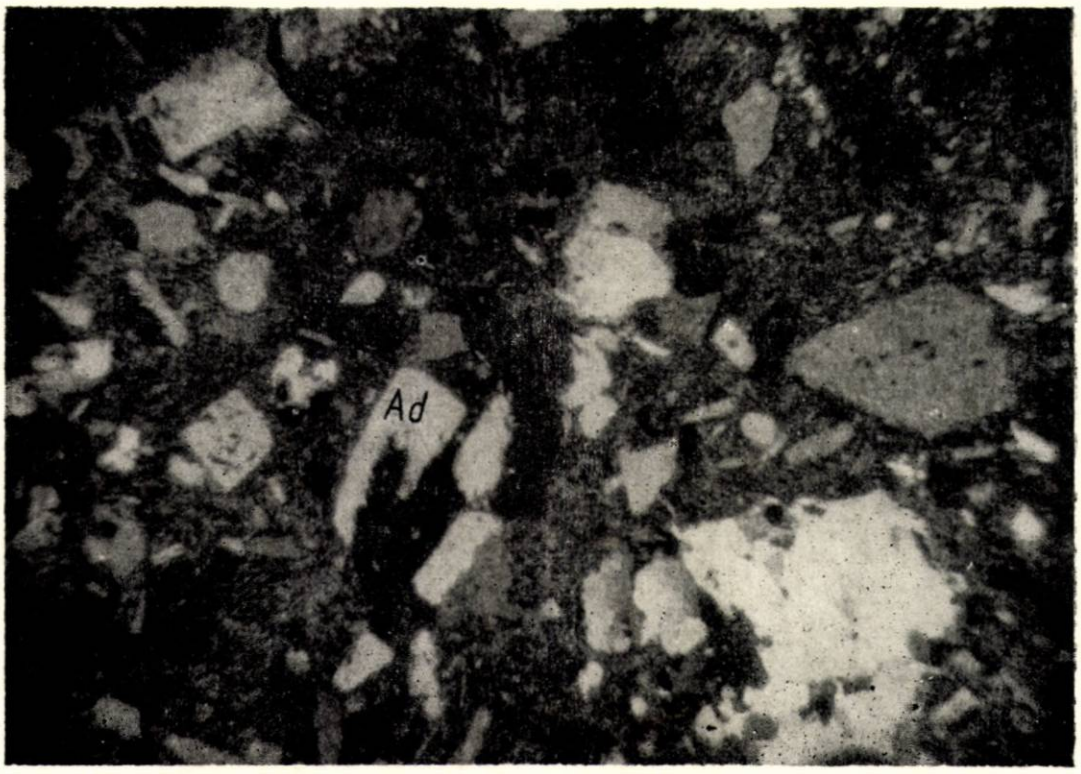


Fig. 2. — Andezit cu piroxeni și hornblendă adularizat s.s. (N+ ; 40 ×).

Fig. 3. — Andezit cuarțifer adularizat s.s. (N+ ; 40 ×). *q* = cuarț.

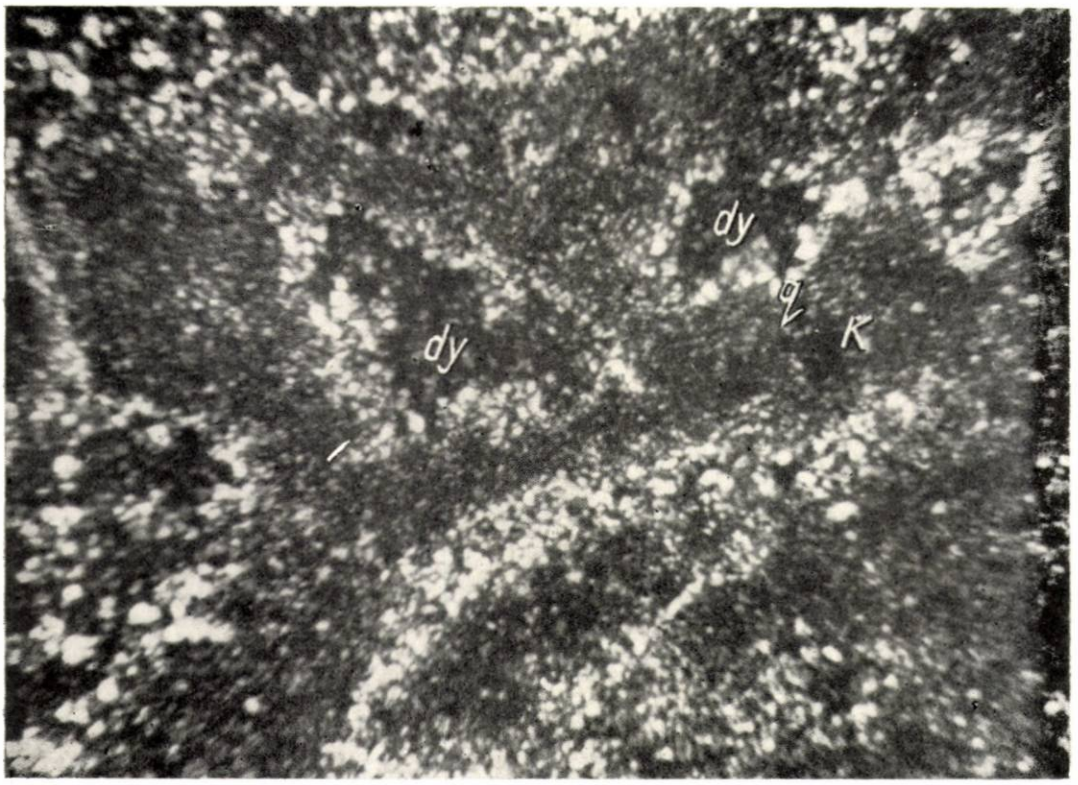


Fig. 1. — Dickit — *dy* în roci argilizate — valea Pietroasă (N+ ; 180 ×).
K, caolinit ; *q*, cuarț.

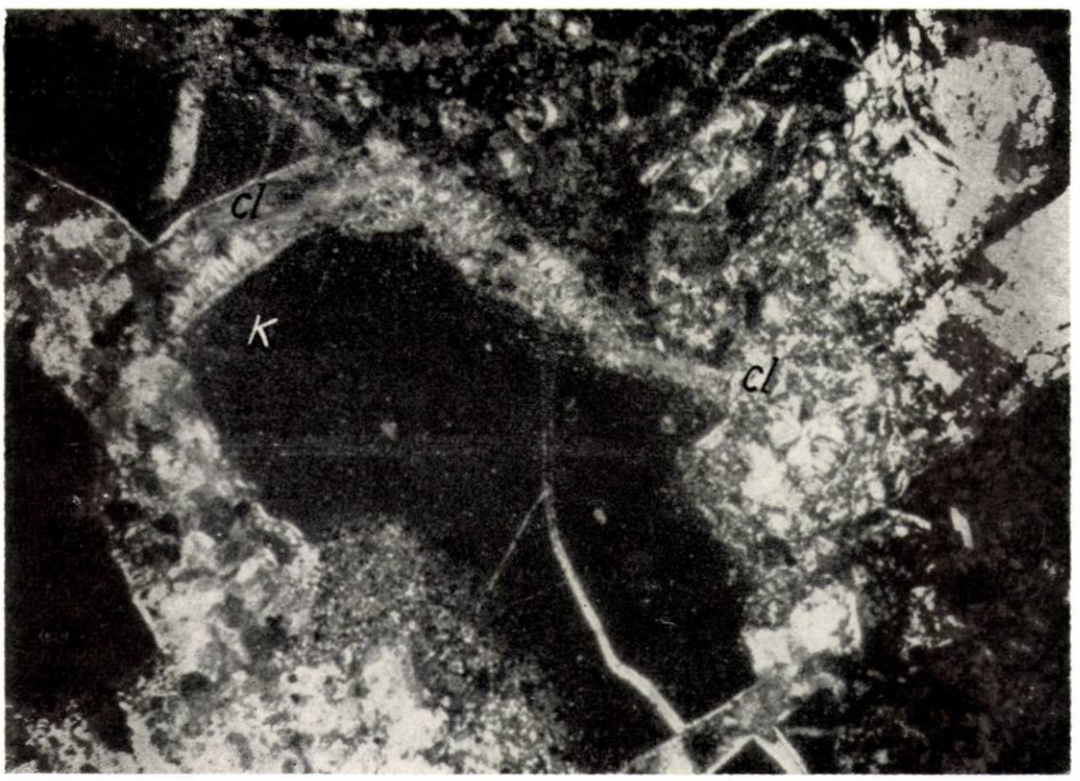


Fig. 2. — Pătrunderea cloritului II în roci adularizate și argilizate (N+ ; 80 ×).
cl, clorit ; *k*, caolinit.

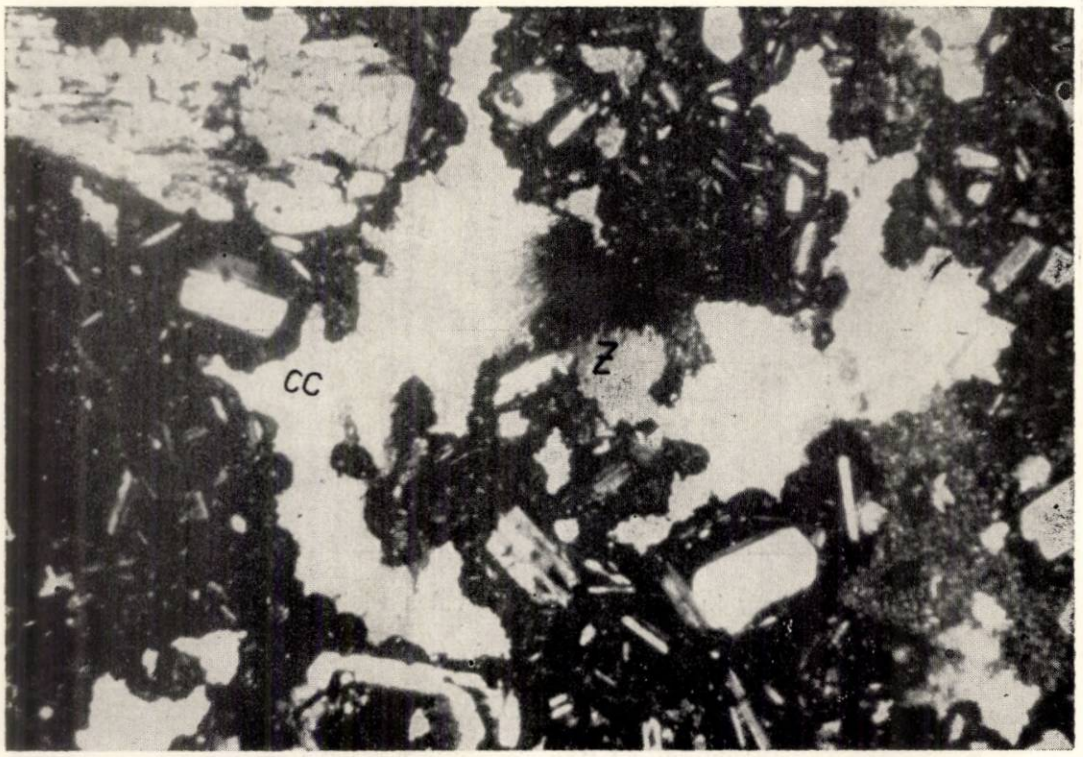


Fig. 3. — Zeoliți—*z* și carbonați în andezit cuarțifer—dealul Murgău (N+ ; 80 ×).

prezintă scăderi treptate spre roca adularizată, în afara cuprului şi plumbului, care arată unele creşteri legate probabil de mineralizaţie.

Menţionăm că roca II, propilitizată cu albit, prezintă variaţii anomale faţă de mersul normal al transformărilor şi faţă de roca proaspătă, atît în ceea ce priveşte elementele minore, cît şi a unora din elementele majore, de pildă aluminiul şi sodiul, arătînd că, de fapt, aceasta este roca de fond, pe care se instalează metasomatismul alcalin; această rocă propilitizată prezintă, de altfel, porozitatea mai mică decît a rocii proaspete, evidenţiind că, pe lîngă procesele metasomatice din cadrul propilitizării, au loc şi depuneri, în frontul de circulaţie al soluţiilor.

CONCLUZII

Studiul rocilor autometamorfozate din cele două perimetre ale zăcămintelor aurifere Valea Roşie şi Dealul Crucii a permis evidenţierea unui proces de propilitizare anterior, legat atît de circulaţia soluţiilor hidrotermale pe fisuri, cît şi de zonele de înrădăcinare ale unor corpuri eruptive, pe care s-a grefat o succesiune de procese, datorate unor influxuri succesive de soluţii cu pronunţat caracter potasic. Acestea din urmă au creat o zonalitate cvasiideală, determinată mai ales de scăderea concentraţiei în K, o dată cu depărtarea de căile majore de circulaţie, în felul acesta zona adularizată sens strict apărînd lîngă filoane, urmată la exterior de zona adularizată cu illit.

Apariţia caolinitului este legată de asemenea de scăderea raportului $(K^+)/(H^+)$ (J. J. Hemley, 1959; J. J. Hemley şi W. R Jones, 1964), atît spaţial, adică în zonele externe ale rocilor adularizate, cît şi temporal, prin scăderea acestui raport chiar în noile veniri de soluţii, creînd, de fapt, o zonalitate de ordinul doi, faţă de cea spaţială, şi permiţînd, în unele zone, fenomene de telescopare, prin depăşirea stadiului de adularizare. În acest fel a apărut a treia zonă, a rocilor argilizate, care, deşi se datorează unei cauze de ordinul doi, este plasată de obicei, între rocile adularizate s.l. şi acelea propilitizate.

Substituţiile tardive ale rocilor adularizate, de către clorit, permit aprecieri asupra schimbării caracterului soluţiilor, în ultimul stadiu, prin migrarea ionilor de Fe^{2+} şi Mg^{2+}, observaţie făcută de altfel şi în alte zăcăminte de la Baia Mare (I. Măldărescu şi M. Măldărescu, 1965).

Este foarte probabil ca relaţia observată între caracterul potasic al soluţiilor şi mineralizaţia auriferă să dea loc unei alte covarianţe, a soluţiilor ce au depus cloritul şi a unei eventuale mineralizaţii de polisulfuri, care ar aparţine unei alte faze, dar aceste constatări rămîn numai ca atare.

ZONING OF HYDROTHERMAL METAMORPHISM IN NEOGENE VOLCANICS FROM VALEA ROSIE AND DEALUL CRUCII (BAIA MARE)

SUMMARY

Gold-hydrothermal mineral deposits from "Valea Roşie" and "Dealul Crucii", of the metallogenetic district Baia Mare-Carpathian Neogene Volcanism — are associated with andesitic rocks.

At "Valea Roşie" appear at the surface, superimposed flows and pyroclastics of Piscuiatu quartz andesite (Pannonian C, D), Seini pyroxenic andesite (Sarmatian) are found in mines and in a block uplifted by a major fault, situated along veins.

In "Dealul Crucii" there is a complex volcano built up from Jereapăn pyroxene and hornblende bearing andesite (Postpannonian that is crosscutting the Piscuiatu quartz andesite.

Although different mineralogically, general chemistry of the andesites from the two mining fields, show no important differences that could have an influence, upon the changes occuring during the hydrothermal alteration; being almost isotropic from the point of wiew of permeability, hydrothermal metasomatic zoning is similar in both district.

The study of hydrothermal altered rocks, around the mineral deposits "Valea Roşie" and "Dealul Crucii" points out the existence of a quasiideal zoning due to an influx of the high potassic character of solution settled on a ground of propylitized rocks, from a previous stage.

The identification of two generation of adularia, likewise the existence of fractures with marked zonal transformations, but without mineralizations, testifies the multiphasic nature of the potassic metasomatism; a first phase no finalised by a mineralization, followed by a second one, with a similar suite of solutions, but using in a restrictive way, the prewious fractures and being accompanied in the last stage by mineralization.

The general scheme of hydrothermal alteration, of volcanic rocks observed in Fig. 1 and 2 is as follows:

I—Propylitic stage . . . . . .1) Propylitic rocks
II—Alkali stage . . . . . .2) Argillised rocks
(with two phase) 3) Adularized rocks
a-with illite
b-adularized s.s.

III—Local occurencies of zeolites belong to later influxes, and cannot be incorporated to a zoning.

From outside to the circulation major paths may be seen:

I—Propylitized rocks with two types of mineralogical assemblages:
a) — chlorite + albite ± montmorillonite ± illite ± „hydrobiotite";
b) — chlorite+albite ± epidote ± actinolite (in neck zones).

II—Argillized rocks on discontinuous zones are connected with thin fissure lattices, from which solutions are spreading, like pyroclastics. Their

occurence sometimes independent, from adularized rocks, assumes not only the getting away from major circulation paths, but also telescoping of various influxes.

The most frequent D.T.A. observed mineralogical assemblages are :
a) —illite+montmorillonite (With supergen halloysite), no. 330
b) —illite+kaolinite (with supergen halloisite), no. 352
c) —kaolinite+dickite, no. 137.

III—Adularized rocks represent the most central zones of potassic metasomatism. Initially, solutions have penetrated on considerabile distances into propylitized rocks, forming transition zones „propylitized with adularia", when getting nearer to circulation paths, the adularia percent is growing, giving in adjacent zones true „adularia bearing quartzites", which are presenting boarder zone, of adularized rocks with illite.

The most spectacular zone of adularization appears in breccia pipes, sillicified and adularized, that are found on the highest levels.

The paragenesis of these rocks are simple : a) quartz + adularia ; b) quartz + adularia + illite ; c) quartz + adularia + kaolinite ± illite.

Optical axial angle measurements, on the adularia pseudomorphoses of various phenocrysts, showed a transitional optic : internal zone with OAP $\perp$ (010) and $-2V = 12 - 20°$, and marginal zone with OAP $\parallel$ (010) and $-2V =$ to $40°$. In the ground mass of these adularized rocks, occur veinlets in which quartz is associated to monoclinic adularia.

A particular situation is presented by late invasions of chlorite, that are found on the adularized rocks, proving the existence of a later stage of ferromagnesian solutions.

The hydrothermal altered rocks's chemistry may be seen in figure 3 and tables II and III, where these has computed ionic balance, from the standard cell.

Antipathetic relations between K_2O and Na_2O during course of the metasomatic process, may be observed, the most reduced values for both, being recorded in argillized rocks.

From trace elements, Ba is the most interesting, its behaviour following that of potash.

Rock II, propylitized with albit is presenting abnormal variations (Al, Na, and trace elements), proving once more, that propylitic transformation is independent of potassic metasomatism.

In conclusion, at „Valea Roşie" and „Dealul Crucii" there is a first order spatial zoning, given by reduction of K concentration (Hemley 1959), in getting away from major circulation paths, fact put into evidence, by the adularized rocks zone s.s., followed and partly superimposed by adularized rocks with illite zone.

Outside appears the argillized rocks zone, because of the K^+/H^+ ratio reduction, both by the getting away from veins and by the changing in time of the solutions — second order zoning —, giving rise to telescoping phenomena.

Whole this zoning appeare on the regional propylitic rocks, altered in a previous stage.

BIBLIOGRAFIE

ANTON O. (1970), *Presence of illite minerals in the hydrothermal alteration products in Cavnic zone*, Rev. roum. géol., géophis., géogr., Série de géologie, **14**, *1*.

BOSS B. D. (1967), *Differential thermal analysis of biotitic vermiculite to determine vermiculite content*, Amer. Miner., **52**, 294.

BURNHAM C. W. (1962), *Facies and types of hydrothermal alteration*, Ec. Geol., **57**, 768.

BURRI C. (1959), *Petrochemische Berechnungsmethoden auf Äquivalenter Grundlage*, Birkhäuser Verlag Basel.

GIUȘCĂ D. (1960), *Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare*, St. cerc. geol., **V**, *3*.

HANUȘ V. (1960), *Metasomatism hydrothermal. International Geological Congres*, Rep. of Twenty-First Sess. Norden. Part. XVI, Copenhaga.

HEMLEY J. J. (1959), *Some mineralogical equilibria in the system* $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, Amer. J. Sci., *257*, 241–270.

HEMLEY J. J., JONES W. R. (1964), *Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism*, Ec. Geol., **59**, 538–569.

JAKOBS M. B. KERR P. F. (1965), *Hydrothermal alteration along the Lisbon Valley, fault zone, San Juan Country, Utah*, Geol. Soc. Amer. Bull., **76**, *4*.

KORJINSKI D. S. (1963), *Zavisimost metamorfizma ot glubinnosti v vulkanogennth formațiiah*, Akad. Nauk SSSR, Tr. lab. vulc. Moscova, *19*.

KUŹNIAROWA ANNA LANGIER (1967), *Termogramy minerałów ilastych*, Wydnawnistwa geol., Varșovia.

MARINESCU F. (1964), *Date noi privind sarmațianul și pannonianul din regiunea Baia Mare*, D. S. Com. geol., **L**, partea a II-a (1962–1963).

MĂLDĂRESCU I., MĂLDĂRESCU M. (1965), *Asupra unor probleme privind alterările hidrotermale din regiunea Baia Mare*, Anal. Univ. București, Seria șt. nat., geol.-geogr., *1*, 27.

RADONOVA T. G. (1968), *Dickit ot vloricinite cvarțiti na zapadnata ciast na Srednogorskata zona*, Bul. Geol. Inst., Sofia, **XVIII**.

RĂDULESCU D. (1953), *Contribuții la cunoașterea fenomenului de propilitizare a rocilor vulcanice*, Rev. Univ. „C. I. Parhon", Seria șt. nat., *3*.

STANCIU CONSTANTINA, CONSTANȚA UDRESCU, ALEXANDRA MEDEȘAN (1970), *Studiul procesului de adularizare a andezitelor neogene din zăcămintele Șuior și Nistru (Munții Gutîi)*, St. tehn. econ., Seria A, *8*.

SNETSINGER K., KELLER W. D. (1969), *Differential thermal analysis of high-alumina allophane*, Amer. Miner, *54*, 1469.

SZÉKY-FUX V. (1964), *Propilitization and potassium metasomatism*, Acta geol., Budapesta, **VIII**, *1–4*.

VELINOV I. (1969), *On the depth of the formation of epidot-containing paragenesis under conditions of medium-and low-temperature metamorfism*, C. R. Acad. Bulg. Sci., **22**, *7*.

— (1967), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Edited by H. L. Barnes.

Primit în redacție la 10 mai 1971

Institutul geologic

ASUPRA UNOR VULCANITE STICLOASE DIN NORD-VESTUL ERUPTIVULUI OAȘULUI

DE

RADU JUDE

55 (05)

Rocile vulcanice sticloase mai bine cunoscute în cadrul eruptivului Oaș — Gutăi aparțin unor erupțiuni riolitice și dacitice de vîrstă miocen superioară. Dintre cele mai caracteristice sînt „perlitele" de la Orașul Nou (Alexandra Sagatovici și colab., 1960; V. Bîrlea, 1969) și dacitul de Șindileu (D. Rădulescu, 1958). Cercetările din ultimii ani în zona cu vulcanite neogene din ținutul Oașului pun în evidență o serie de alte apariții de roci vitrofirice, dar care se încadrează erupțiunilor de la sfîrșitul pannonianului. Lucrarea de față privește vulcanitele în facies sticlos de la Bătarci, Turț și Tămășeni din jud. Satu Mare.

Din punct de vedere geologic, regiunea Bătarci — Turț — Tămășeni face parte dintr-o zonă de sedimentare neogenă, situată la marginea Bazinului Pannonic, aproape de Depresiunea Ucrainei transcarpatice. În cuprinsul acestei zone au avut loc în terțiarul superior importante manifestații eruptive, cauzate de magmatismul subsecvent al provinciei terțiare carpatice.

În cadrul regiunii Bătarci — Turț — Tămășeni apar depozite sedimentare aparținînd molasei neogene și roci eruptive terțiare.

Formațiunile sedimentare sînt reprezentate printr-un complex marnos argilos cu intercalații de gresii și tufuri vulcanice, care trece în succesiune normală la un facies predominant nisipos-argilos, cu aport de material vulcanogen. Marnele de la partea inferioară a complexului conțin o asociație de microfaună cu *Nonion granosum* (d'Orb.) *Elphydium macellum* (Fichtel et Moll), *Rotalia beccarii* (Linné) [1], care indică sarmațianul. În formațiunile de deasupra acestor marne s-a determinat o faună cu *Congeria partschi* (Czjk) [2] și cu *Melania escheri* Brongt. (M. Pauca, 1954), care arată că o mare parte a depozitelor din regiune aparțin pannonianului s.l.

[1] R. Jude (1963), Raport geol., arh. Într. prosp. M.M.P.G.
[2] R. Jude (1967), Raport geol., arh. Inst. geol.-geogr. Acad. R.S.R.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 2, p. 377–386, București, 1971

În ceea ce privește rocile eruptive, acestea sînt reprezentate printr-o suită de roci andezitice și prin cîteva apariții de dacite, rolul dominant revenind andezitelor piroxenice. Din raporturile acestor produse eruptive cu depozitele sedimentare se poate deduce că activitatea vulcanică de cea mai mare intensitate s-a desfășurat în pannonianul superior. În cadrul vulcanitelor din regiune, rocile în facies sticlos vin în raporturi de superpoziție cu unii termeni ai andezitelor piroxenice și pe alocuri cu andezite cuarțifere.

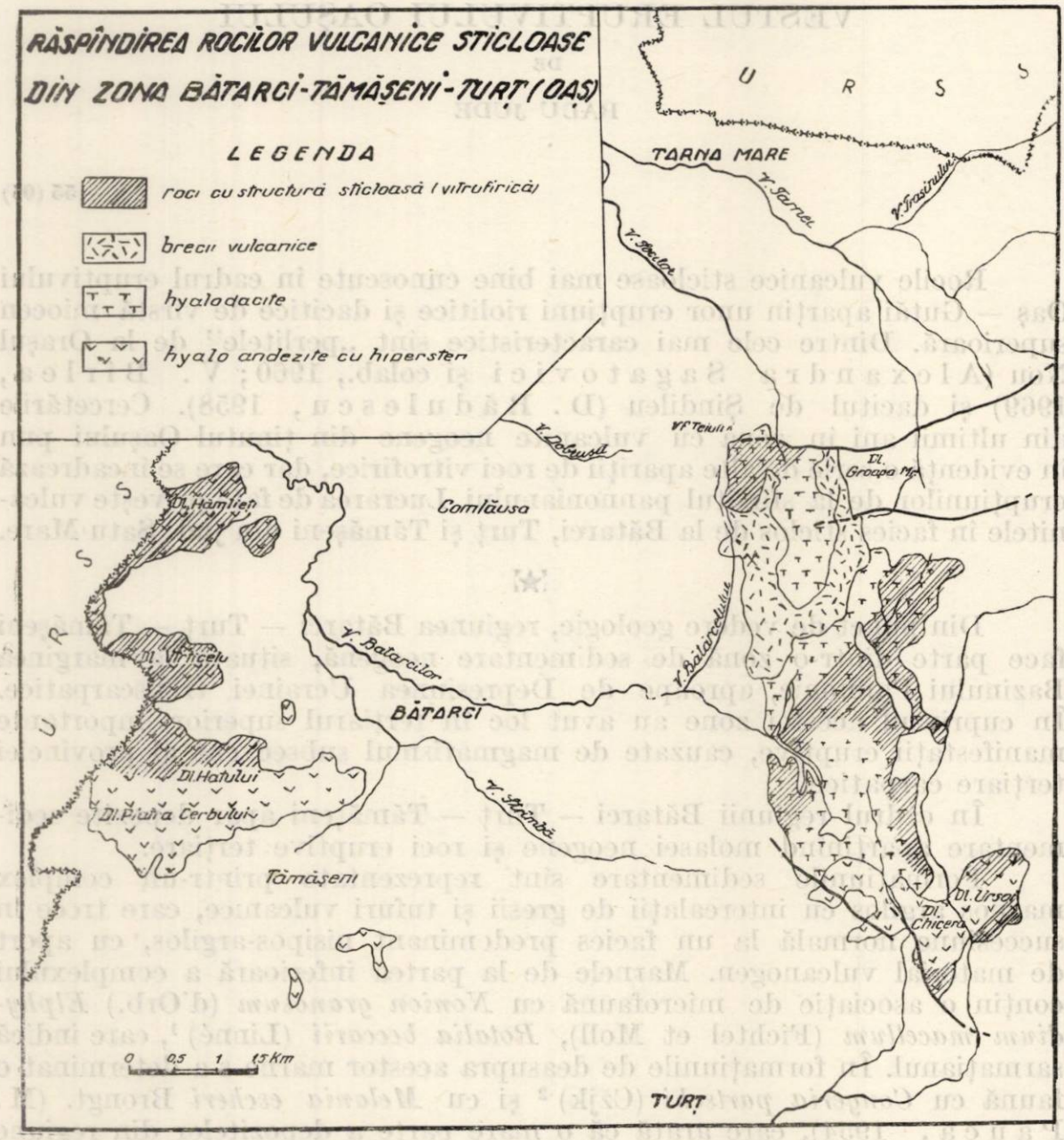


Fig. 1. — Răspîndirea rocilor vulcanice sticloase din zona Bătarci—Tămășeni—Turț (Oaș).

Rocile sticloase care fac obiectul prezentei lucrări apar în legătură cu trei centre de erupție (fig. 1). Primul este situat pe teritoriul comunei Bătarci, la SE de vf. Teiului, și reprezintă un aparat vulcanic complicat

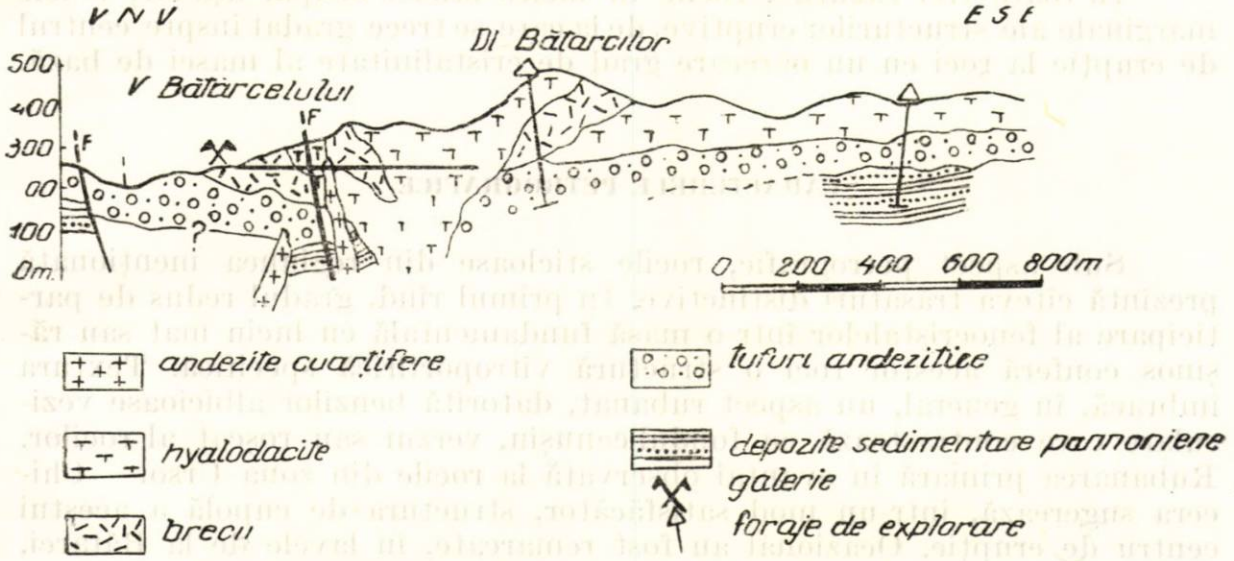


Fig. 2. — Structura vulcanică din zona văii Bătărcelului.

de o puternică formaţiune breciformă şi de cîteva dike-uri andezitice (fig. 2). În cadrul lui, rocile sticloase ocupă, în general, zonele periferice şi formează o curgere de lavă alungită spre sud pe mai bine de 5 km.

Al doilea corespunde masivelor Ursoi şi Chicera de la Turţ. Acesta reprezintă o cupolă andezitică parţial distrusă de eroziune. Rocile sticloase apar mai ales în zonele dinspre marginile structurii vulcanice şi sînt reprezentate prin lave şi mai puţin prin tufuri vitroclastice (fig. 3).

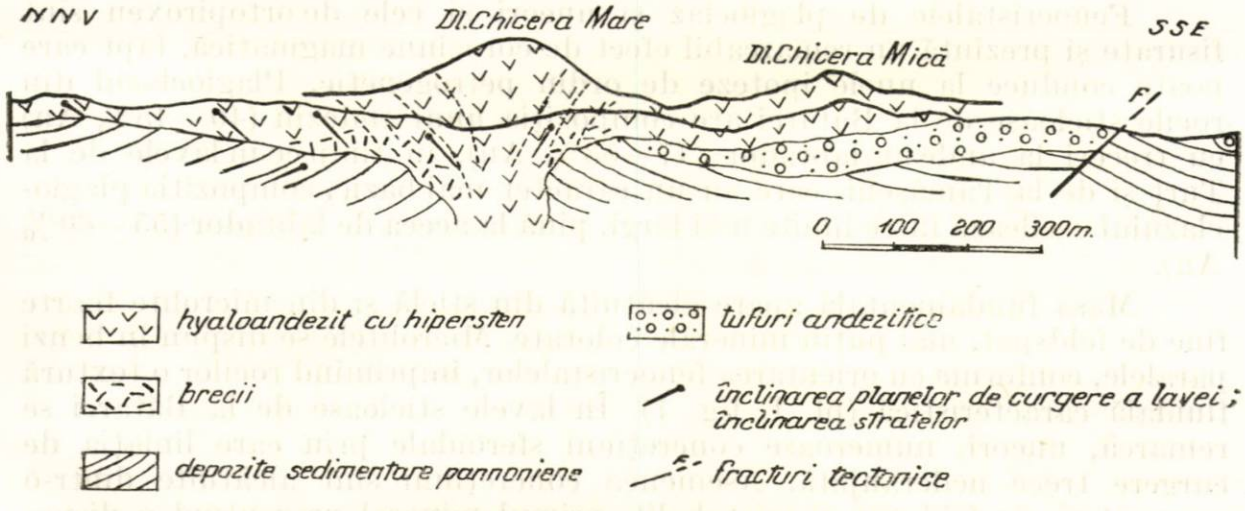


Fig. 3. — Structura vulcanică Ursoi—Chicera (Turţ).

Cel de-al treilea centru de erupţie se situează în dealul Hatu Piatra Cerbului, din vestul regiunii, la Tămăşeni. El reprezintă un vulcan de lave andezitice cu o dezvoltare asimetrică în spre nord. Curgerile de lavă emise de acest vulcan formează dealurile Vîrticelul şi Hămlieţi de la Şirlău. Aspectele sticloase apar, şi în acest caz, în zonele laterale ale structurii eruptive, la Hămlieţi şi Vîrticelu (fig. 1).

În toate trei cazurile, rocile în facies sticlos ocupă, aşadar, zonele marginale ale structurilor eruptive, de la care se trece gradat înspre centrul de erupţie la roci cu un oarecare grad de cristalinitate al masei de bază.

CARACTERELE PETROGRAFICE

Sub aspect petrografic, rocile sticloase din regiunea menţionată prezintă cîteva trăsături distinctive. În primul rînd, gradul redus de participare al fenocristalelor într-o masă fundamentală cu luciu mat sau răşinos conferă acestor roci o structură vitroporfirică specifică. Textura îmbracă, în general, un aspect rubanat, datorită benzilor albicioase veziculare care contrastează cu fondul cenuşiu, verzui sau roşcat al rocilor. Rubanarea primară în evantai observată la rocile din zona Ursoi — Chicera sugerează, într-un mod satisfăcător, structura de cupolă a acestui centru de erupţie. Ocazional au fost remarcate, în lavele de la Bătarci, separaţii cu aspect de piatră ponce şi unele aspecte perlitice.

Examinate în secţiuni subţiri, rocile apar constituite dintr-o masă fundamentală care reprezintă 75—85% din volumul lor şi în care sînt încorporate fenocristale de plagioclaz şi subordonat acestora cristale de hipersten. În lavele sticloase de la Tămăşeni participă în mod sporadic şi augitul, iar în cele din zona Chicera — Ursoi se remarcă hornblenda brună.

Ca minerale accesorii apar granule de magnetit şi de ilmenit şi cristale fine de apatit. În masa acestor vulcanite mai apar uneori mici enclave de roci holocristaline de tipul microdioritelor cu piroxen, a căror semnificaţie comportă o discuţie mai amplă, pe un număr mai mare de cazuri.

Fenocristalele de plagioclaz şi uneori şi cele de ortopiroxen sînt fisurate şi prezintă un remarcabil efect de coroziune magmatică, fapt care poate conduce la unele ipoteze de ordin petrogenetic. Plagioclazul din rocile sticloase de la Bătarci are compoziţia unui andezin (40—45% An) cu treceri la andezin-labrador (47—53% An), în timp ce în lavele de la Turţ şi de la Tămăşeni, care au un caracter mai bazic, compoziţia plagioclazului oscilează între limite mai largi, pînă la aceea de labrador (55—60% An).

Masa fundamentală apare alcătuită din sticlă şi din microlite foarte fine de feldspat, mai puţin minerale colorate. Microlitele se dispun în benzi paralele, conforme cu orientarea fenocristalelor, imprimînd rocilor o textură fluidală caracteristică (pl. I, fig. 1). În lavele sticloase de la Bătarci se remarcă, uneori, numeroase concreţiuni sferoidale prin care liniaţia de curgere trece nederanjată. Asemenea concreţiuni sînt alcătuite dintr-o concreştere de feldspat şi cristobalit, primul mineral prezentînd o dispoziţie radiară (pl. I, fig. 2 şi 3). Este interesant de consemnat şi faptul că atît în rocile sticloase de la Tămăşeni, cît şi în cele din zona Ursoi—Chicera au fost observate cristale de tridimit depuse în benzile veziculare, conforme cu planele de curgere, şi în micile cavităţi ale lavelor. Uneori acest mineral apare asociat cu cristobalitul, alteori cu cuarţul şi cu paiete fine de biotit (pl. II, fig. 1, 2 şi 3).

Lateral şi mai ales înspre centrul de erupţie, structura masei fundamentale devine felsitică, pilotaxitică sau cu aspect trahitic. Structura trahitică

se remarcă, în special, la rocile din zona Ursoi — Chicera de la Turț și mai puțin la cele de la Tămășeni.

Pentru aceste roci s-a determinat refringența sticlei naturale și refringența perlelor de sticlă obținute prin topirea cîtorva probe la arc voltaic. Rezultatele au fost proiectate pe diagrama de corelație : indice de refracție — SiO_2 (George, 1924 citat după W. W. Moorhouse, 1959) (fig. 4).

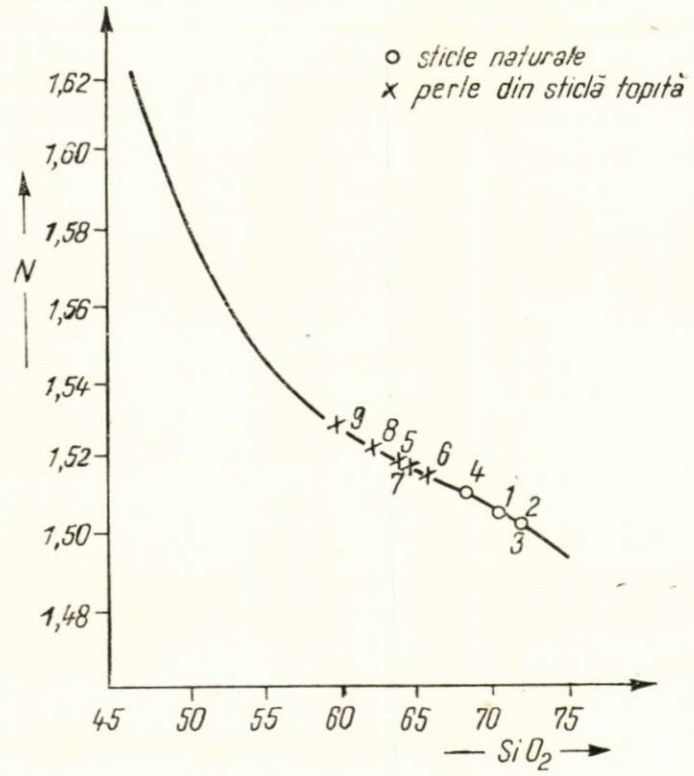


Fig. 4. — Determinarea compoziției sticlei după refringență; 1,2,3-hyalodacit; 4,5,6,7,8,9- hyaloandezit.

Pentru sticla naturală din lavele de la Bătarci au fost determinate valori ale indicelui de refracție de 1,502 și 1,505, ceea ce indică un conținut de aproximativ 70% SiO_2. Sticla din tufurile vitrofirice de la Ursoi (Turț) arată o refringență de 1,509 la care corespunde 67—68% SiO_2.

Perlele de sticlă preparate din rocile de la Ursoi — Chicera (Turț) au indicele de refracție cuprins între 1,515 și 1,517, indicînd un conținut de 65—67% SiO_2, în timp ce perlele obținute din rocile de la Hămlieți și Piatra Cerbului (Tămășeni) au o refringență ceva mai mare : 1,518, 1,522 și 1,527, cărora le corespunde un conținut de 65, 62 și, respectiv, 60% SiO_2 (fig. 4). Aceste valori arată, în mod normal, că există o deosebire între conținutul în silice al probelor globale de rocă și cel al sticlei din masa de bază. Sticla din masa fundamentală a rocilor vitrofirice se caracterizează printr-un conținut ridicat în silice, ceea ce presupune prezența virtuală a cuarțului în rocă. De aici rezultă că, în cazul acestor roci sticloase, există o neconcordanță între compoziția mineralogică și natura lor chimică.

UNELE ASPECTE ALE CHIMISMULUI ROCILOR

Discuţia caracterelor chimice ale rocilor sticloase din regiunea menţionată se bazează pe analizele a trei probe : prima din dealul Hatu (Tămăşeni), a doua din valea Chicerei de la Turţ şi a treia din valea Bătarcilor [3]. Compoziţia în oxizi a acestor probe este arătată în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Compoziţia chimică a rocilor vulcanice sticloase

Proba 1/618 Dealul Hatu (Tămăşeni)		*Proba 2/354* Valea Chicerei (Turţ)		*Proba 3/527* Valea Bătarcilor
SiO_2	61,45	57,11	(59,80) *	61,23
TiO_2	0,21	0,21	(0,22)	0,25
Al_2O_3	13,09	14,81	(15,50)	16,15
Fe_2O_3	6,05	2,01	(2,10)	1,02
FeO	0,91	4,37	(4,57)	2,25
MnO	—	—	—	0,25
MgO	3,62	3,34	(3,49)	1,12
CaO	5,52	8,69	(4,60)	4,45
Na_2O	3,68	3,71	(3,89)	3,16
K_2O	2,86	2,06	(2,16)	3,00
P_2O_5	0,38	0,36	(0,38)	0,13
S	0,03	—	—	—
H_2O (+105° C)	1,71	2,95	(3,09)	6,20
H_2O (−105° C)	0,83	0,08	(0,08)	0,20
CO_2 (P.C.)	2,61	3,37	(0,00)	0,50
Total	100,34	103,07	(99,96)	99,91

* Valori recalculate.

Din punct de vedere chimic, rocile analizate se caracterizează printr-un conţinut relativ ridicat în silice, mai ridicat decît s-ar presupune după compoziţia mineralogică aparentă. O a doua trăsătură caracteristică este conţinutul lor mai ridicat în alcalii, în special în Na_2O, în comparaţie cu alte tipuri de roci din regiune. Unele valori mai crescute pentru MgO reflectă, se pare, înrudirea lor cu andezitele piroxenice. Conţinutul disproporţionat în CaO al probei 2 se datorează, foarte probabil, calcitului de natură secundară. Valorile trecute în paranteză din tabelul nr. 1 sînt recalculate după reducerea cantităţii echivalente de CaO, corespunzătoare calcitului secundar.

Parametrii petrochimici, calculaţi după metoda Niggli, permit unele discuţii referitoare la caracterele magmei din care provin rocile analizate (tabelul nr. 2).

Pe diagrama al—fm primele două probe se proiectează în cîmpul izofal-semifemic, iar proba 3, în domeniul subfemic-salic (fig. 5). Probele 2 şi 3 se proiectează pe diagrama al—alk (fig. 6) în cîmpul magmelor cu alcalinitate intermediară, iar proba 1 relevă o afinitate pentru magme

[3] Probele 1 şi 2 au fost analizate de Georgeta Nedelcu, iar proba 3 de Alex. Dănciulescu în Laboratorul de chimie al Întreprinderii geologice de prospecţiuni a M.M.P.G.

Tabelul nr. 2

Parametrii Niggli

Nr. crt.	Nr. probei	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz
1	1/618	206	25,8	36	20	18	0,34	0,5	+33
2	2/354	172	26,3	30,6	28	15	0,27	0,5	+13
		(200)	(30,6)	(35,6)	(16,5)	(17)	(0,28)	(0,49)	(+31)
3	3/527	255	40	19,6	20	20,8	0,38	0,35	+72

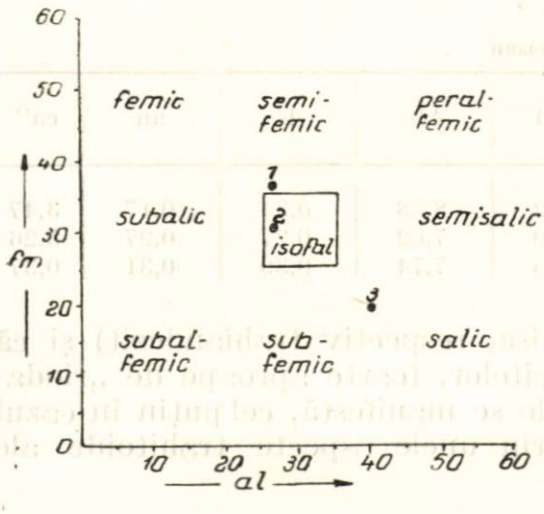


Fig. 5. — Diagrama al—fm.

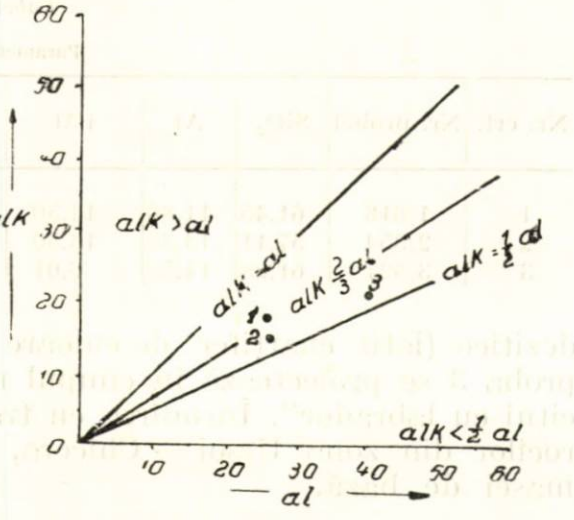


Fig. 6. — Diagrama al—alk.

relativ mai bogate în alcalii. În diagrama de corelație k—mg, punctele reprezentative ale celor trei probe se grupează într-un domeniu restrîns și care caracterizează magmele calcoalcaline (fig. 7). În toate cele trei

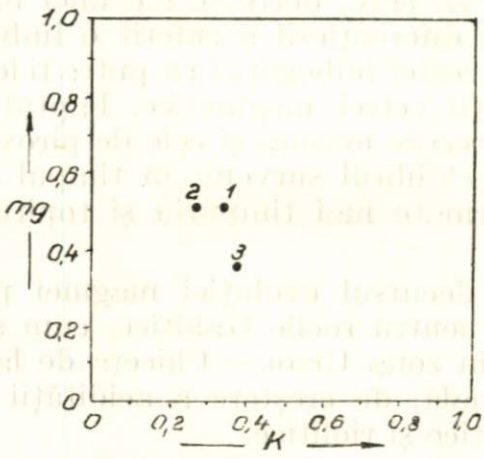


Fig. 7. — Diagrama k—mg.

diagrame, proba 3 se detașează de celelalte două, ceea ce sugerează că roca provine dintr-o magmă cu un grad de diferențiere ceva mai înalt.

Prin valorile parametrilor Niggli, probele 1 și 2 se încadrează în grupa magmelor cuarț-dioritice, prima probă aparținînd tipului cuarț-

dioritic, iar a doua, tipului peléeitic. Cea de a treia probă corespunde unei magme granodioritice, dar cu un slab deficit în parametrul k şi un oarecare exces pentru c. Compoziţia chimică a celor trei probe, interpretată în sistemul Niggli, arată, prin urmare, că rocile sticloase din zona Ursoi — Chicera (Turţ) şi cele de la Tămăşeni corespund unor adezite cuarţifere, pe cînd rocile hyaline de la Bătarci ar corespunde unor dacite. Pe aceste considerente, cele două varietăţi de roci au fost separate cartografic sub denumirea de hyaloandezite, respectiv hyalodacite (fig. 1).

Coeficienţii chimici, grupaţi în sistemul propus de Rittmann (tabelul nr. 3), relevă că probele 1 şi 2 corespund, de fapt, unor roci trahian-

Tabelul nr. 3

Parametrii Rittmann

Nr. crt.	Nr. probei	SiO_2	Al	FM	CaO	Alk	K	an	ca''
1	1/618	61,45	11,80	14,30	5,52	8,38	0,34	0,17	3,47
2	2/354	57,11	13,33	13,50	8,69	7,62	0,27	0,27	5,26
3	3/527	61,23	14,54	6,01	4,45	7,74	0,39	0,31	0,37

dezitice (latit cuarţifer de culoare închisă, respectiv trahiandezit) şi că proba 3 se proiectează în cîmpul riodacitelor, foarte aproape de „riodacitul cu labrador". Înrudirea cu trahitele se manifestă, cel puţin în cazul rocilor din zona Ursoi — Chicera, şi prin unele aspecte trahitoide ale masei de bază.

UNELE CONSIDERAŢII PETROGENETICE

Rocile sticloase din regiunea Bătarci — Turţ — Tămăşeni marchează un anumit stadiu al evoluţiei fenomenelor eruptive din regiune. Ele reprezintă, se pare, derivate ale unei magme de compoziţie bazică şi care în cursul diferenţierii a suferit o îmbogăţire relativă în alcalii. Una din cauzele acestei îmbogăţiri ar putea fi legată de procese de asimilare de roci din pereţii vetrei magmatice. Faptul că fenocristalele de plagioclaz, şi într-o oarecare măsură şi cele de piroxen, apar corodate ar putea să sugereze dezechilibrul survenit în timpul consolidării magmatice între mineralele formate mai timpuriu şi topitură prin încorporarea de substanţă străină.

În decursul evoluţiei magmei pot să apară unele diferenţiate cu afinităţi pentru rocile trahitice, cum sînt trahiandezitele de la Tămăşeni şi cele din zona Ursoi — Chicera de la Turţ. Linia de evoluţie este, însă, cea normală, de creştere a acidităţii magmei, conducînd la apariţia de roci dacitice şi riolitice.

Este de remarcat faptul că roci sticloase, similare în ceea ce priveşte compoziţia şi vîrsta geologică, sînt cunoscute şi mai la nord, în Ucraina transcarpatică (L. S. Soloninco, 1969). Aceste roci sînt puse în legătură cu erupţii de lave liparito-dacitice. Pe de altă parte, rocile sticloase din regiunea Bătarci — Turţ — Tămăşeni prezintă unele asemănări

Fig. 1. — Hyalodacit. În masa fundamentală apar concreţiuni sferoidale. Nic. II ; × 10.

Fig, 2

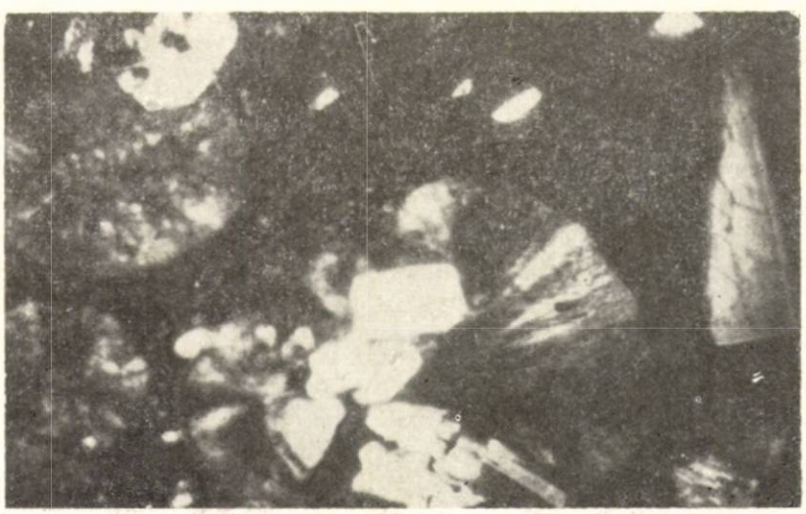


Fig. 3

Fig. 2 şi 3. — Concreţiuni sferoidale constituie din feldspat şi cristobalit. Nic. + ; × 70.

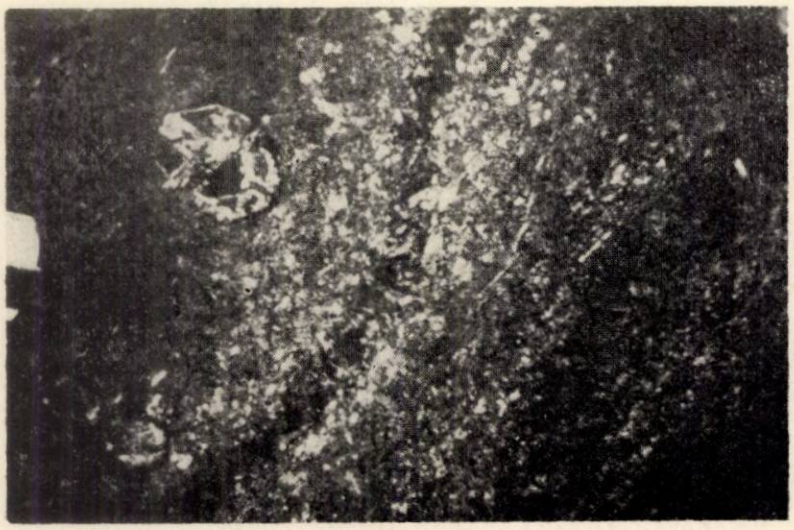


Fig. 1. — Depuneri de tridimit în hyaloandezit. Nic. + ; × 66.

Fig. 2

Fig. 3

Fig. 2 și 3. — Cristale de tridimit depuse în benzi. Nic. + ; × 250.

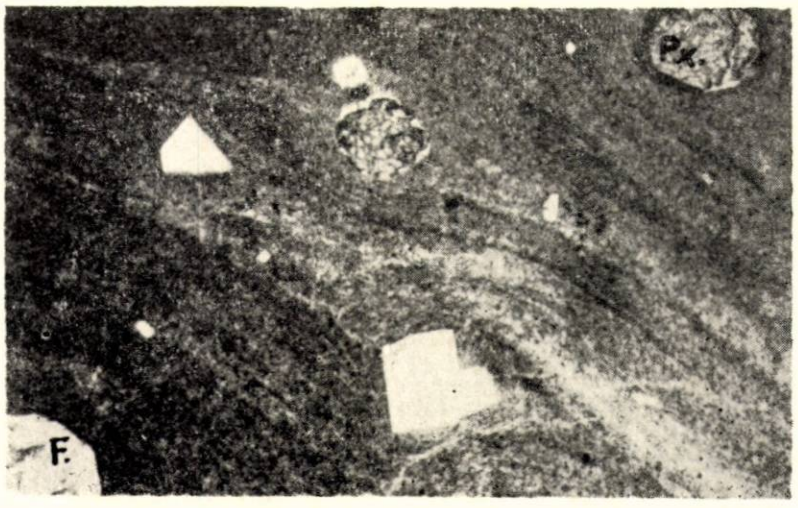


Fig. 1. — Hyaloandezit cu hipersten. Nic. II ; × 40.

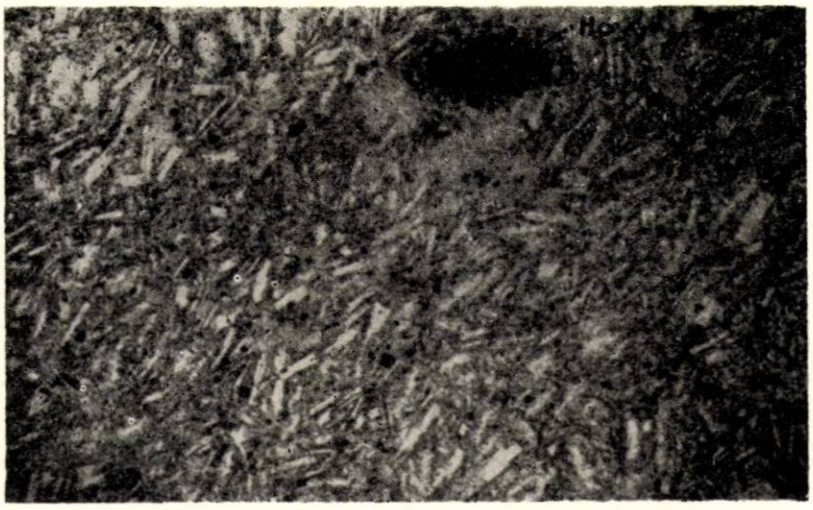


Fig. 2

Fig. 2. — Trahiandezit. În masa fundamentală apare hornblendă opacitizată, cu coroană de reacție magmatică. Nic. II ; × 50.

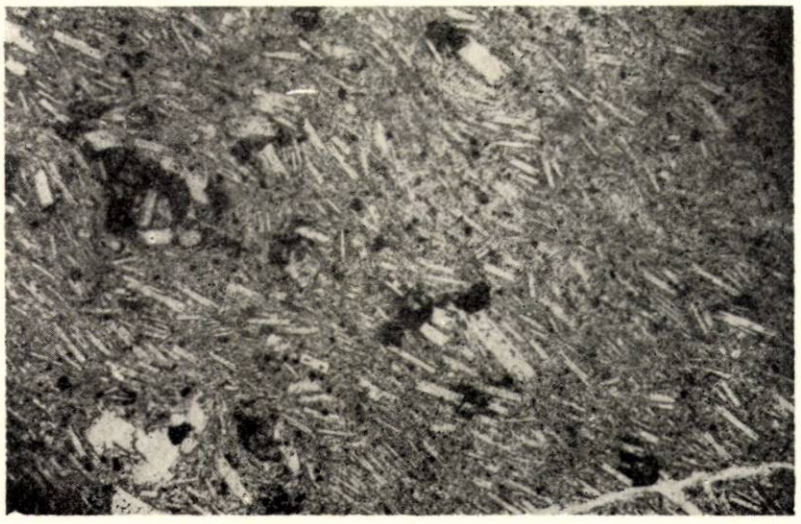


Fig. 3. — Trahiandezit. Masa fundamentală înglobează cristale de feldspat și piroxen rombic. Nic. II ; × 30.

cu dacitul de Şindileu, de vîrstă sarmaţiană, la care D. Rădulescu (1958) a remarcat înrudirea cu roci trahitice şi riolitice.

Caracterul sticlos al rocilor se datorează, probabil, unor condiţii particulare de erupţie şi, măcar în parte, unui oarecare grad de hidratare a magmei în expansiune. Marea majoritate a rocilor sticloase se caracterizează printr-un conţinut mai ridicat în apă legată chimic faţă de rocile cu altă structură.

SUR QUELQUES VOLCANITES VITREUSES DU NORD-OUEST DE L'ÉRUPTIF D'OAŞ

RÉSUMÉ

Les roches hyalines signalées dans le cadre des produits volcaniques pannoniens à l'extrémité nord-ouest de l'Eruptif d'Oaş près des villages Bătarci, Turţ et Tămăşeni occupent les zones limitrophes des trois appareils volcaniques.

Leur composition minéralogique est simple et se caractérise par l'association des phénocristaux de plagioclase à l'hypersthène, incorporés dans la masse fondamentale prédominante vitrophyrique, à aspect fluidal.

Le réfringence du verre qui compose la masse fondamentale indique une teneur assez élevée en SiO_2, ce qui suppose un certain désaccord entre la composition minéralogique et la nature pétrographique des roches étudiées. L'examen microscopique a permis l'identification du tridymite, sous forme de petits cristaux, accumulés dans les fissures et dans les cavités des roches, associés quelquefois avec de la cristobalite ou du quartz. Le second minerai est rencontré aussi dans les concrétions sphéroïdales des roches, associé au feldspath.

Les paramètres pétrochimiques, déterminés d'après la méthode de Niggli, relèvent que les roches de Turţ et Tămăşeni appartiennent à une magme quartz-dioritique, tandis que celles de Bătarci, à une magme granodioritique. Selon les caractères énoncés, les roches ont été délimitées sous le nom de hyaloandésite et hyalodacite. Les valeurs chimiques, interprétées selon le système de Rittmann, relèvent que les roches hyalines de Turţ et Tămăşeni correspondent en réalité aux trachyandésites et celles de Bătarci aux rhyodacites ou «rhyodacites à labrador».

Dans la partie finale on fait quelques considérations pétrogénétiques. La teneur relativement élevée en substances alcalines, qui a conduit à l'apparition des trachyandésites, est probablement liée au processus d'assimilation au cours de l'évolution magmatique.

BIBLIOGRAFIE

Bîrlea V. (1969), *Ignimbritele de la Oraşul Nou (jud. Satu Mare)*, St. cerc. geol., geof.,geogr., Seria geologie, **14**, *1*.

Bowen N. I. (1928), *The evolution of the igneous rocks*, Princeton University Press.

Carmichael I. S. E. (1960), *The feldspar phenocrysts of some Tertiary acid glasses*, Min. Mag., **32**, *251*.

Huber N. King, Rinehard C. Dean (1966), *Some relationshiprshetween the refractive index of fused glass-heads and the petrologic affinity of volcanic rock-suites*, Geol. Soc. Amer., **7**, *1*.

Maleev E. F. (1969), *Tipi mestorojdenii kislth vulkaniceskih stekol i priurocennosti ih k etapam vulkanizma. Zakonomernosti formirovaniia i razmeşceniia mestorojdenii vulkaniceskovo stekla*, Izd. « Nauka », Moscova.

Moorhouse W. W. (1959), *The Study of Rocks in thin Section*, Harper et Brotners, New York.

Paucă M. (1954), *Cercetări geologice în bazinele neogene din nord-vestul Ardealului*, D. S. Com. geol., **XXXVIII** (1950—1951).

Petrov V. P. (1969), *Zakonomerostni formirovania i razmesceniia vulcanices kih stekol i blizkih k nim porod na territorii SSSR i na rubejom — Zakonomernosti formirovaniia i razmeşceniia mestorojdenii vulkanicescovo stekla*, Izd. Nauka, Moscova.

Rădulescu D. (1958), *Studiul petrografic al formaţiunilor eruptive din regiunea Seini—Ilba—Nistru (Baia Mare)*, An. Com. geol., **XXXI**.

Rittmann A. (1963), *Les volcans et leur activité*, Masson et Cie, Paris.

Sagatovici Alexandra, Arion Filareta, Popescu I. C. (1960), *Contribuţii la cunoaşterea perlitelor din Ţara Oaşului*, Com. geol.-geogr., S. S. N. G., I. (1957—1959).

Seeley W. (1960), *Industrial Minerals and Rocks*, Amer. Inst. Min. Metal. Petr. Engin., New York.

Soloninko I. S. (1969), *Vulkaniceskie vodosoderjaşcie stekla severozapadnoi ciasti Vihorlat-Gutinskoi vulkaniceskoi griadi Zakarpatia. Zakonomernosti formirovaniia i razmeşceniia mestorojdenii vulkaniceskogo stekla*, Izd. « Nauka », Moscova.

Primit în redacţie la 18 mai 1971

Institutul de petrol, gaze şi geologie

STRATIGRAFIA SERIEI DE TULGHEŞ ÎN BAZINELE VĂILOR CISLA ŞI VASER (VERSANTUL STÎNG) — MARAMUREŞ

DE

DAN ZINCENCO

55 (05)

Prin denumirea de „seria de Tulgheş" se defineşte asociaţia metamorfitelor, de natură terigenă: filite, şisturi cuarţitice, cuarţite negre grafitoase ± manganifere, calcare cristaline şi şisturi carbonatice, cu metavulcanite şi produse mixte (metatufuri şi metatufite acide, metavulcanite bazice) şi concentraţii de sulfuri polimetalice, de vîrstă proterozoic superioară — paleozoic inferioară, metamorfozate în faciesul şisturilor verzi de tip Barrow.

Prezenta lucrare nu-şi propune o raportare la seria de Tulgheş, în ansamblu, a datelor obţinute în regiune; ea reprezintă o contribuţie la cunoaşterea stratigrafică a formaţiunilor acestei serii, în bazinele văilor Cisla şi Vaser (versantul stîng), formaţiuni care au făcut, pînă în prezent, obiectul unor studii numai cu caracter petrografic. Astfel, Socolescu (1952), Socolescu şi colab[1]., Savu şi Vasilescu (1962) cercetează sectorul văii Cisla, ultimii prezentînd un studiu de detaliu al metavulcanitelor. Pentru sectorul din versantul stîng al văii Vaserului, Ciornei şi colab. (1967 şi 1968)[2] cartografiază la diverse scări zona şi întocmesc hărţi petrografice foarte amănunţite. Cercetări cu caracter stratigrafic lipsesc, însă, în ambele sectoare; singurele observaţii sînt prezentate de Pitulea (1967), care execută un profil direcţional pe valea Cisla, recunoscînd poziţia inferioară a cuarţitelor negre grafitoase, atribuite „complexului inferior terigen" al seriei de Tulgheş, precum şi poziţia superioară a nivelelor de „porfirogene" (metatufuri acide), atribuite „complexului vulcanogen sedimentogen — superior", al aceleiaşi serii. Autorul, în coloana stratigrafică propusă, descrie la partea mediană a complexului

[1] M. Socolescu, N. Butucescu, M. Drăghilă, Th. Popescu, I. Samoilă şi D. Teodorescu, *Date noi cu privire la cunoaşterea mineralizaţiilor cu casiterită de la Baia Borşa—Burloaia*, comunicare, sesiunea T.P.E.M., Bucureşti, 1963.

[2] P. Ciornei, Gh. Popa, V. Puiu, N. Puiu, E. Rişa, Al. Popa şi I. Intorsureanu (1967 şi 1968), *Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru minereuri neferoase în bazinul văii Vaserului (sectoarele v. Ivăşcoaia — p. Cailor — Prislopul Cataramei)*, arh. M.M.P.G.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 2, p. 387–396, Bucureşti, 1971.

vulcanogen un orizont de şisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit (cu o grosime aproximată la cca. 150 m), inferior mineralizaţiei din mina Burloaia, orizont care nu a fost confirmat de lucrările miniere şi de foraj şi nici de studiile de suprafaţă întreprinse de noi. De asemenea, în sectoarele Cisla şi Catarama Vaser, P o p e s c u şi colab. (1965)[3] presupun (fără a prezenta o coloană stratigrafică) existenţa a patru „zone" mineralizate, încadrate de roci porfirogene, numerotate de la superior spre inferior: zona I, reprezentată prin şisturi sericito-cloritoase impregnate cu pirită; zona a II-a, constituită din minereu de sulfuri — complex — compact, deschisă de mina Burloaia, ulterior atribuind acestei zone şi mineralizaţia similară din mina Gura Băii; zona a III-a, impregnaţii cuprifere în şisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, cunoscute în galeriile din Măgura II, identificate şi în cursul mediu al pîrîului Catarama Vaser; zona a IV-a, constituită din impregnaţii complexe în şisturi sericitoase, descoperită şi cercetată în special în Dealul Bucăţii. Z i n c e n c o (1970)[4] prezintă petrografia şi statigrafia formaţiunilor cristaline din bazinul văii Cisla; cu privire la nivelele cu sulfuri, recunoaşte numai două nivele: nivelul Burloaia — Gura Băii (corespunde zonei a II-a, zona a III-a considerînd-o ca facies lateral al nivelului de Burloaia — Gura Băii) şi nivelul Dealul Bucăţii (corespunde zonei a IV-a); întreaga succesiune o împarte, ca şi P i t u l e a (1967), în două complexe: un complex terigen (inferior) şi un complex vulcanogen (superior).

Succesiunea stratigrafică, ce urmează a fi prezentată, este rezumată în figura 1.

În ansamblu, metamorfitele din regiune se pot încadra — pe baza naturii lor premetamorfice şi a superpoziţiei stratigrafice — la două complexe:

A. *Complexul terigen*; este constituit dintr-o alternanţă de filite, şisturi cuarţitice şi cuarţite albe şistoase cu treceri la cuarţite compacte, cuarţite negre grafitoase, şisturi carbonatice cu treceri la calcare cristaline — cenuşii — rubanate. Aflorarea pe suprafeţe restrînse şi în situaţii tectonice complicate nu a permis subdivizarea acestui complex; limita superioară a complexului a fost trasată la partea superioară a ultimei benzi de cuarţite negre; asupra limitei inferioare nu avem date nici de la suprafaţă, nici din lucrările de foraj, care în jurul cotei absolute de circa 600 m au rămas în şisturile cuarţitice din acest complex.

B. *Complexul vulcanogen*; este caracterizat de predominarea netă a metavulcanilor — în special a celor acide — asupra pararocilor şi este alcătuit din:

I. Orizontul şisturilor sericito-cloritoase, orizont constituit în cea mai mare parte din şisturi sericitoase, sericito-cloritoase şi filite, în care sînt intercalate la diferite nivele bancuri subţiri de cuarţite albe şi şisturi cuarţo-carbonatice ± stilpnomelan.

II. Orizontul cu sulfuri Dealul Bucăţii, compus dintr-un nivel de metatufuri acide (inferior) şi un nivel de metatufite acide (şisturi serici-

[3] T h. P o p e s c u, S t. S i m e s c u şi N. S a v i n (1965), *Raport geologic de sinteză asupra lucrărilor de prospecţiune şi explorare executate în sectorul Baia Borşa — Burloaia în perioada 1.I.1963—1.I.1965*, arh. M.M.P.G.

[4] D. Z i n c e n c o (1970), *Studii petrografice în zăcămîntul de sulfuri polimetalice Burloaia*, arh. Inst. geol.

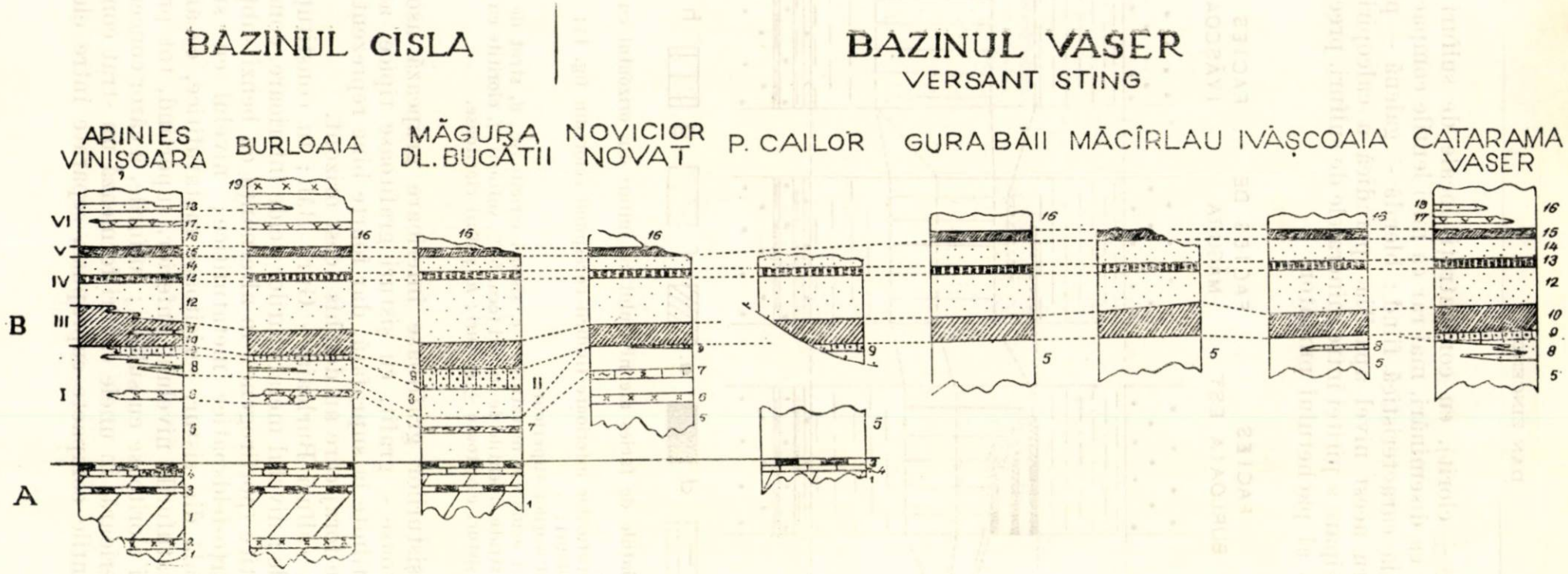


Fig. 1. — Stratigrafia formaţiunilor cristaline din seria de Tulgheş în bazinele văilor Cisla şiVaser (versantul stîng). A. COMPLEXUL TERIGEN (nediferenţiat): *1*, şisturi cuarţitice sericitoase; *2*, cuarţite albe şistoase; *3*, cuarţite negre grafitoase; *4*, calcare cristaline cu treceri la şisturi carbonatice. B. COMPLEXUL VULCANOGEN: I. Orizontul şisturilor sericito-cloritoase; *5*, şisturi sericito-cloritoase; *6*, cuarţite albe masive; *7*, şisturi carbonatice ± stilpnomelan ;II. Orizontul cu sulfuri Dealul Bucăţii : *8*, nivelul metatufurilor acide; *9*, nivelul cu sulfuri (şisturi sericitoase cuarţo-feldspatice ± clorit ± sulfuri); III. Orizontul şisturilor grafitoase inferioare: *10*, şisturi sericitoase— ; sericito-cloritoase grafitoase; *11*, calcare cristaline cu grafit; IV. Orizontul cu sulfuri Burloaia — Gura Băii : *12*, nivelul metatufurilor acide inferioare; *13*, nivelul cu sulfuri; *14*, nivelul metatufurilor acide superioare; V. Orizontul şisturilor grafitoase superioare : *15*, şisturi grafitoase şi / sau clorito-grafitoase; VI. Orizontul şisturilor sericitoase cu nivele de metatufuri : *16*, şisturi sericitoase ± clorit ± pirită; *17*, metabazite (şisturi verzi tufogene); *18*, metatufuri şi metatufite acide; *19*, cuarţite albe masive.

toase cuarţo-feldspatice ± clorit), cu concentraţii locale de sulfuri polimetalice. Sulfurile apar ca diseminări, mai rar ca mici lentile compacte, în masa şisturilor, asociaţia caracteristică fiind : blendă + galenă + pirită ; este de subliniat pentru acest nivel apariţia sporadică a calcopiritei şi ponderea mică de participare a piritei între mineralele de sulfuri, precum şi caracterul net sericitos al pachetului purtător.

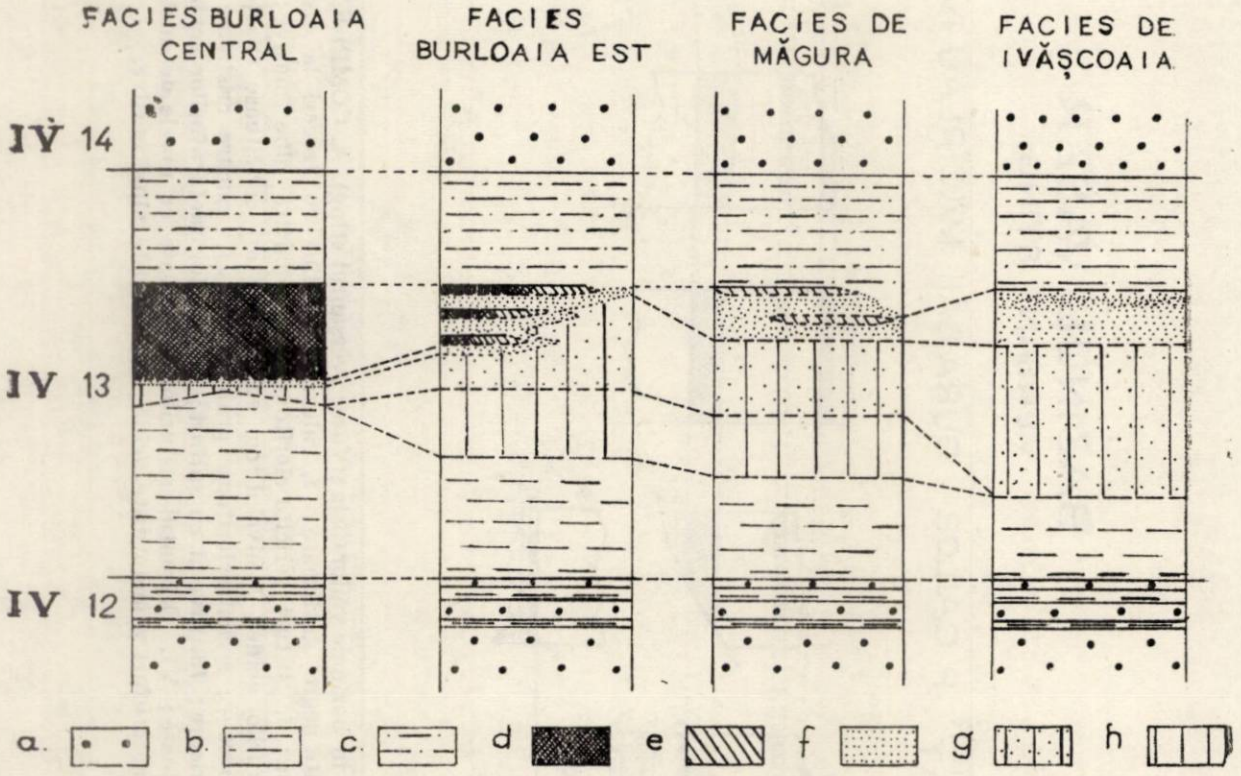


Fig. 2. — Stratigrafia şi variaţiile de facies ale nivelului cu sulfuri din orizontul cu sulfuri Burloaia — Gura Băii.
IV.12. — Nivelul metatufurilor inferioare (indicii corespund celor din fig. 1) ;
IV.13. — Nivelul cu sulfuri ;
IV.14. — Nivelul metatufurilor superioare.
Legenda : *a*, metatufuri acide ; *b*, metatufite ; *c*, şisturi sericitoase ; *d*, strat de sulfuri (peste 70 % sulfuri) ; *e*, strate şi lentile de sulfuri (cca. 50 % sulfuri) ; *f*, cloritite cu sulfuri (15—30 % sulfuri) ; *g*, şisturi cloritoase ± sulfuri ; *h*, şisturi cloritoase.

III. Orizontul şisturilor grafitoase inferioare grupează asociaţia şisturilor sericito-cloritoase ± grafit, cu şisturi grafitoase tipice, acestea din urmă mai puţin întîlnite la suprafaţă, dar foarte bine reprezentate în lucrările miniere sau de foraj care au deschis acest orizont.

IV. Orizontul cu sulfuri Burloaia — Gura Băii ; în constituţia lui intră următoarele nivele : nivelul metatufurilor acide inferioare, constituit din roci cuarţo-feldspatice (porfirogene), în alternanţă cu benzi subţiri de şisturi sericitoase cuarţo-feldspatice metatufitice ; nivelul cu sulfuri, alcătuit în partea bazală din şisturi sericitoase metatufitice, ce arată o trecere gradată la metatufurile nivelului inferior, suportînd, tot printr-o trecere treptată, şisturi cloritoase cu sulfuri ; sulfurile, a căror concentrare creşte spre partea superioară, în unele cazuri formează un strat compact, în altele strate sau lentile compacte suprapuse, separate între ele prin

şisturi cloritoase şi/sau cloritite extrem de bogate în sulfuri — care suportă un pachet de şisturi sericitoase (aspectele de detaliu din cadrul acestui nivel sînt prezentate în figura 2); nivelul metatufurilor acide superioare reprezintă termenul superior al orizontului, ce se dispune peste nivelul cu sulfuri. Autorul recunoaşte că nivelele ce au fost grupate în acest orizont reprezintă individualităţi ce ar putea fi considerate ca orizonturi independente, dar, constanţa asocierii lor, ce constituie nota dominantă în regiune, faptul că marea majoritate a lucrărilor miniere şi de foraj investighează aceste formaţiuni, cît şi încadrarea lor între două repere facil de recunoscut (orizonturile de şisturi grafitoase) a fost considerat mai important de subliniat.

V. Orizontul şisturilor grafitoase superioare, compus din şisturi cloritoase grafitoase, clorito-sericitoase grafitoase.

VI. Orizontul şisturilor sericitoase cu nivele de metatufuri reprezintă termenul stratigrafic superior cunoscut în regiune, definind următoarea asociaţie: şisturi sericitoase, uneori cu slabe concentraţii de pirită (ar corespunde zonei I — P o p e s c u şi colab., 1965)[5]; metabazite (şisturi verzi tufogene), metatufuri şi metatufite acide cu dezvoltări discontinui. La partea superioară a orizontului s-au întîlnit (numai la izvoarele Piriului Burloaia) cuarţite albe compacte.

Acesta este, în concepţia autorului, succesiunea stratigrafică a metamorfitelor atribuite seriei de Tulgheş, succesiune ce a fost realizată pe baza cartării structurale şi stratigrafice a formaţiunilor din regiune, atît ca suprafaţă, cît şi în lucrările miniere şi de foraj existente.

Un aspect ce trebuie reliefat îl reprezintă variaţiile de facies, între care cele surprinse la nivelul cu sulfuri din orizontul Burloaia — Gura Băii sînt cele mai semnificative. Natura modificărilor, de ordin atît morfologic, cît şi mineralogic, şi gradele de libertate ale acestora pot fi definite satisfăcător între doi termeni extremi: faciesul de Burloaia central şi faciesul de Ivăşcoaia (fig. 2—3).

Faciesul de Burloaia central; în acest facies concentraţiile de sulfuri apar sub forma unui strat compact cu o grosime ce depăşeşte 5 m şi sînt reprezentate de asociaţia: pirită + blendă + galenă ± calcopirită ± sulfosăruri, avînd o pondere de participare în componenţa stratului de aproximativ 80%, restul revenind cloritului, cuarţului şi carbonaţilor. În cazul minei Burloaia, unde acest facies a fost, iniţial, stabilit, sub stratul de sulfuri, şisturile cloritoase au o grosime ce nu depăşeşte 10—15 cm, spre deosebire de faciesul similar din Gura Băii, unde grosimea lor este mult mai mare, dar în ambele cazuri sînt bogate în cuarţ şi sericit, iar trecerea de la şisturi la stratul de sulfuri se face printr-o bandă de cîţiva centimetri de cloritite extrem de bogate în sulfuri.

Faciesul de Ivăşcoaia este constituit din şisturi cloritoase şi cloritite, în masa cărora sulfurile — reprezentate prin asociaţia: pirită + calcopirită — apar diseminate, cu o vagă tendinţă de concentrare la partea superioară a stratului, ce prezintă o grosime de 10—15 m.

Între aceşti termeni extremi, strat de sulfuri compact cu grosimi mari şi caracter complex (d.p.v.d. chimic), asociat cu şisturi cloritoase

[5] *Op. cit.*, pct. 3.

cuarţo-sericitoase, slab dezvoltate, şi strat de şisturi cloritoase şi cloritite, în care sulfurile sub formă diseminată nu depăşesc 25% din masa formaţiunii, avînd o parageneză foarte simplă, cu caracter cuprifer (d.p.d.v. chimic), se înscriu faciesurile intermediare de Burloaia est şi de Măgura.

Faciesul de Burloaia est se caracterizează prin concentraţii de sulfuri, sub formă de strate sau strate şi lentile suprapuse, cu grosimi de 0,5—3 m. Asociaţia mineralogică — pirită + blendă + galenă + calcopirită ± sulfosăruri —, similară celei din faciesul central, proporţional cu depărtarea de acesta, marchează o diminuare a ponderei de participare a blendei şi galenei în favoarea calcopiritei, deci trecerea de la o asociaţie cu caracter complex, la una cu caracter cuprifer: pirită + calcopirită ± ± blendă ± galenă ± stanin [6]. Respectînd sensul amintit, depărtarea de faciesul central, gradul de compactitate al stratelor şi lentilelor de sulfuri scade, în compoziţia lor intrînd aproximativ 50% sulfuri, 50% clorit + cuarţ + carbonaţi ± albit; se remarcă, de asemenea, predominarea formei lenticulare a concentraţiilor de sulfuri. Şisturile cloritoase înregistrează o creştere a grosimii şi apariţia la partea lor superioară (sub prima bandă sau lentilă de sulfuri) a cloritităţilor (fig. 2), cloritite ce se găsesc intercalate în special între benzile şi lentilele de sulfuri. Se cere subliniată remarcabila asemănare a acestora cu cloritităţile din faciesul de Ivăşcoaia, precum şi faptul că ele trec gradat, atît de jos în sus (în sens stratigrafic), cît şi lateral, prin creşterea procentului de sulfuri, la benzi şi/sau lentile compacte de sulfuri.

Faciesul de Măgura; caracteristica morfologică a acestui facies este apariţia sulfurilor, de regulă sub formă de diseminări şi mai puţin ca mici lentile compacte cu maxim 50% sulfuri. Mineralogic, asociaţia este formată din: pirită + calcopirită + stanin ± blendă ± sulfosăruri. În acest facies, calcopirita atinge gradul de concentrare cel mai mare şi caracteristic numai pentru sectorul din dealul Măgura II, caracterul stanifer este cel mai accentuat. Şisturile cloritoase sînt reprezentate, de asemenea, prin cele două varietăţi petrografice întîlnite în faciesurile de Burloaia est şi Ivăşcoaia, de care se deosebesc prin abundenţa porfiroblastelor de albit, trăsătură definitorie a faciesului, şi concentrarea locală a casiteritului.

Un aspect particular, în cadrul nivelului discutat, îl prezintă apariţia de pe pîrîul Arinieş unde, sulfurile, avînd forma unui strat compact cu grosime de 10—20 cm, nu mai sînt asociate cu şisturi cloritoase, fiind intercalate în metatufitele dintre cele două nivele de metatufuri acide ale orizontului Burloaia — Gura Băii; asociaţia mineralogică este reprezentată de pirită şi cu totul sporadic de calcopirită. Raporturile dintre acest tip şi seria de faciesuri prezentată nu sînt încă clarificate.

Urmărirea dezvoltării spaţiale, prin lucrări miniere şi de foraj, a faciesurilor nivelului cu sulfuri Burloaia — Gura Băii a pus în evidenţă existenţa a două centre: la est cel deschis de mina Burloaia şi la vest cel cercetat în mina Gura Băii (fig. 3); centrele sînt reprezentate prin faciesul de tip Burloaia central, faţă de care celelalte faciesuri se dispun concentric, zona de interferenţă găsindu-se pe o linie ce ar uni pîrîul Ivăşcoaia (afluent pe stînga al văii Vaser) cu pîrîul Arinieş (afluent pe dreapta al văii Cisla).

[6] Staninul, determinat de autor, pentru prima dată în perimetrul minei Burloaia şi al galeriilor din Măgura II, la Gura Băii fusese deja citat.

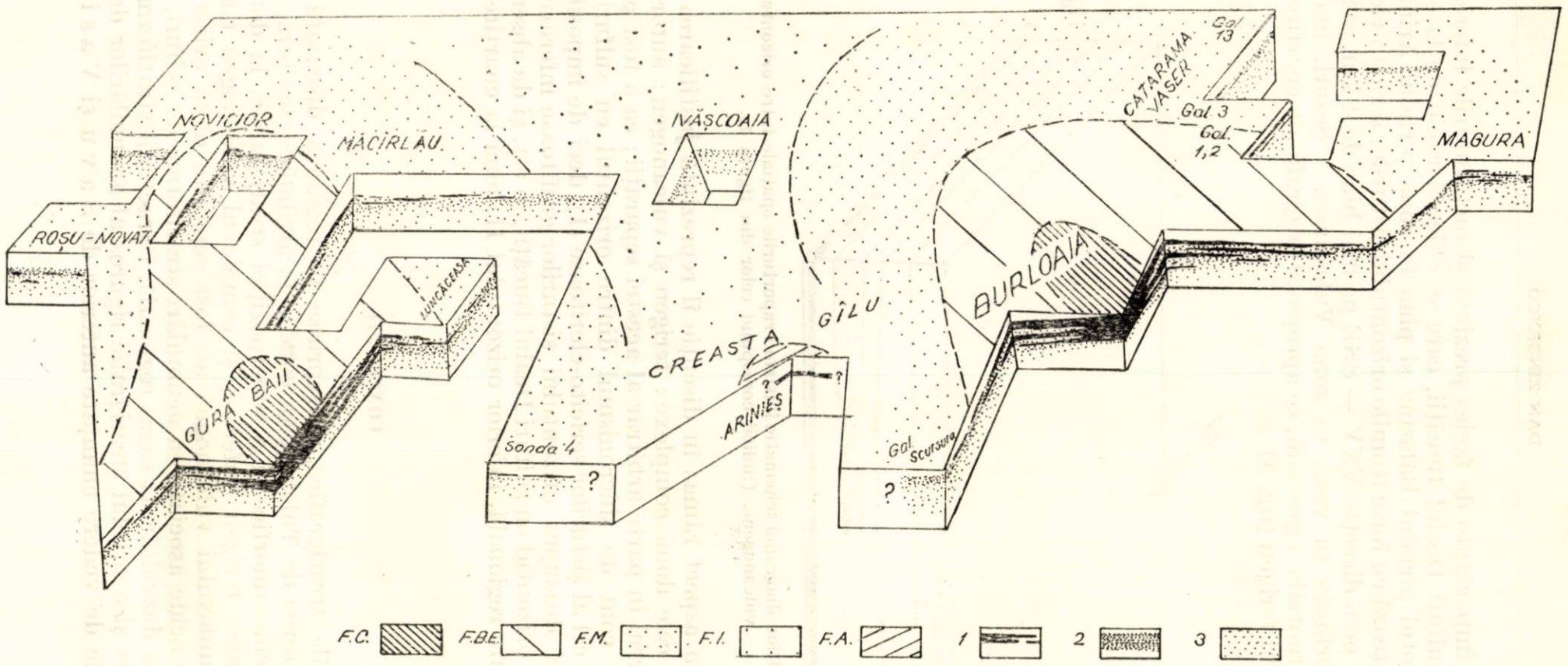


Fig. 3. — Repartiția spațială a faciesurilor nivelului cu sulfuri Burloaia — Gura Băii (bloc diagramă schematic). *F.C.*, facies Burloaia central; *F.B.E.*, facies Burloaia est; *F.M.*, facies de Măgura; *F.I.*, facies de Ivăşcoaia. *1*, strat sau lentile compacte de sulfuri; *2*, cloritite cu sulfuri; *3*, şisturi cloritoase ± sulfuri.

Variaţii importante de facies prezintă şi metatufurile inferioare din orizontul cu sulfuri Dealul Bucăţii, care se efilează rapid de la est către vest; din dreptul pîrîului Bălăsina şi pînă în zona pîrîului Arinieş (cca. 2 km) se îndinţează cu formaţiunile orizontului şisturilor sericito-cloritoase, dar se menţin pe o direcţie NNV — SSE pe mai bine de 4 km, avînd dezvoltarea importantă în vest, în zona Vulcănescu — Şesuri, unde, prin creşterea substanţială a grosimii, se apropie stratigrafic de cuarţitele negre ale complexului terigen (fig. 4)

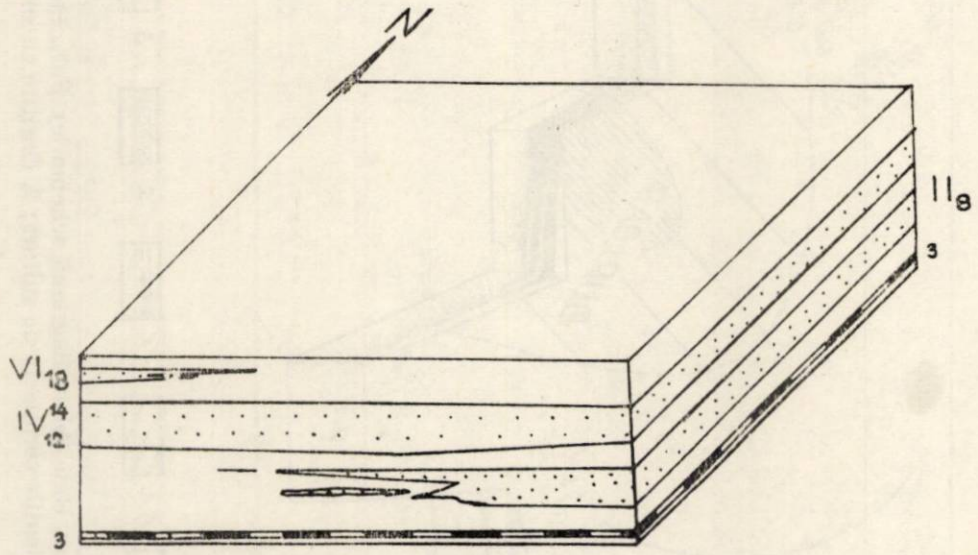


Fig. 4. — Bloc diagramă schematic ilustrînd raporturile spaţiale între orizonturile vulcanogene. (Indicii corespund celor din figura 1).

Un ultim aspect rămas în discuţie îl reprezintă justificarea trasării limitei dintre cele două complexe: terigen şi vulcanogen; autorul recunoaşte caracterul în parte arbitrar al acestei separaţii; ea a fost preferată totuşi, ţinînd cont de sincronismul dintre orizontul cu sulfuri Dealul Bucăţii (II) şi cel al şisturilor sericito-cloritoase (I), deci de imposibilitatea trasării limitei deasupra orizontului şisturilor grafitoase inferioare (III), în vest, şi sub orizontul cu sulfuri Dealul Bucăţii, în est, şi de absenţa unui reper cu valoare regională, inferior orizontului II, pînă la cuarţitele negre grafitoase.

CONCLUZII

Cercetările stratigrafice, întreprinse în regiunea discutată asupra formaţiunilor seriei de Tulgheş, au condus la atribuirea acestora, pe baza naturii lor premetamorfice şi a superpoziţiei stratigrafice, la două complexe: complexul terigen (inferior) şi complexul vulcanogen (superior). În cadrul complexului vulcanogen au fost separate două orizonturi de metavulcanite acide asociate cu acumulări stratiforme de sulfuri, acumulări ce prezintă dezvoltări la scară regională. Caracterul stratiform, extinderea regională şi controlul stratigrafic riguros al acumulărilor de sulfuri susţin punctele de vedere enunţate anterior de S a v u şi V a s i l e s c u

(1962), Petrulian şi colab. (1966 şi 1967), Kräutner (1965), cu privire la originea vulcanogen sedimentară a acestor tipuri de mineralizaţii din seria de Tulgheş. Reperele stratigrafice, cu valoare regională, ce pot permite recunoaşterea separaţiilor prezentate sînt : cuarţitele negre grafitoase, pentru limita dintre cele două complexe, şisturile grafitoase (orizonturile inferior şi superior), pentru orizontarea complexului vulcanogen.

STRATIGRAFIE DE LA SÉRIE DE TULGHEŞ DANS LES BASSINS DES VALLÉES CISLA ET VASER (VERSANT GAUCHE) — MARAMUREŞ

RÉSUMÉ

La série de Tulgheş se caractérise comme l'association des métamorphites de nature terrigène : philites, schistes quartzitiques, quartzites noirs graphiteux ± manganésiphères, calcaires cristallins et schistes carbonatiques ; avec des métavolcanites et des produits mixtes (métatufs et métatuffites acides, métavolcanites basiques) et des concentrations de sulfures polymétalliques de nature volcanogène — sédimentaire ; d'âge protérozoïque supérieur — paléozoïque inférieur métamorphisées dans le faciès des schistes verts de type Barrow.

Sur la base de la nature prémétamorphique et la superposition stratigraphique, les formations cristallines ont été attribuées à deux complexes : un complexe terrigène (inférieur) et un complexe volcanogène (supérieur). Les accumulations de sulfures polymétalliques — disposées d'une manière concordante et contrôlées du point de vue stratigraphique — se trouvent situées dans deux horizons, à développement régional, dans le cadre du complexe volcanogène (fig. 1). Elles sont distinctes, tant par l'association minéralogique, que par les caractères morphologiques.

L'horizon à sulfures de «Dl. Bucăţii» (inférieur) est formé d'un niveau inférieur de métatufs kératophiriques (II-8 ; fig. 1), qui changent graduellement dans la partie supérieure en métatuffites. Les sulfures — dans l'association : pyrite + sphalérite + galène — apparaissent comme des disséminations et rarement comme de petites lentilles compactes, dans la partie supérieure du niveau de métatuffites. Pour cet horizon il faut souligner la quantité réduite de pyrite et l'apparition sporadique de la chalcopyrite, ainsi que l'absence des schistes chloriteux, qui caractérisent d'ordinaire les formations encaissantes.

L'horizon à sulfures de Burloaia — Gura Băii présente le développement le plus étendu de la région. Constitué de deux niveaux de métatufs kératophiriques (IV—12 ; —14 ; fig. 1), qui encadrent un niveau à sulfures, présenté en détail dans la fig. 2, il se caractérise par des concentrations de sulfures polymétalliques associées à des schistes chloriteux. D'amples variations de faciès de nature aussi bien minéralogique que morphologique affectent les concentrations de sulfures et les schistes chloriteux constituant un trait typique du niveau en question. La nature

des variations et les degrés de liberté peuvent être définis d'une manière satisfaisante en fonction de deux termes extrêmes :

— le faciès de Burloaia central — couche compacte de sulfures (plus de 80 pour cent de sulfures) d'une épaisseur de plus de cinq mètres, les sulfures ayant l'association : pyrite + sphalérite + blende ± chalcopyrite ; les schistes chloriteux avec un faciès quartzitique présentent un développement rèduit ;

— le faciès de Ivăşcoaia — couche de schistes chloriteux et chloritites (dans la partie supérieure) — où les sulfures — dans l'association : pyrite + chalcopyrite — apparaissent comme des disséminations avec une vague tendance de concentration dans la partie supérieure, sans dépasser 15 à 30 pour cent de la masse de la roche.

Entre ces deux extrêmes se placent les faciès intermédiaires : — de Burloaia est — couche et lentilles compactes de sulfures associées à des schistes chloriteux et/ou des chloritites bien développées — et le faciès de Măgura — des disséminations et, plus rarement, de petites lentilles de sulfures dans des schistes chloriteux et chloritites. Du point de vue de l'association minéralogique des sulfures on constate la transition de paragenèses à caractère complexe — cuprifère (Burloaia est), à des paragénèses à caractère cuprifère (Măgura).

La répartition spatiale des faciès présentés (fig. 3) à été réalisée par l'étude d'un nombre important de traveux miniers et de forage, qui couvrent uniformément la superficie considérée. On a pu constater que ces faciès sont disposés concentriquement autour de deux centres à faciès Burloaia central : à l'est le centre Burloaia, à l'ouest le centre Gura Băii ; le développement autour de ces centres est similaire dans l'ordre : faciès Burloaia central — Burloaia est — Măgura — Ivăşcoaia.

Ce développement des concentrations des sulfures sur une superficie considérable (environ 60 km^2), à un niveau qui garde une position constante et déterminée — l'association avec les métatufs kératophiriques — dans la succession stratigraphique des métamorphites vient à l'appui de l'hypothèse de l'origine volcanogène sédimentaire de ces concentrations.

BIBLIOGRAFIE

Kräutner H. G. (1965), *Consideraţii genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaţilor Orientali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *1*, 227.

Pitulea G. (1967), *Recherches géologiques dans la zone cristaline des Carpates Orientales (Région de Pop Ivan — Tulgheş)*, Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de géologie, **11**, *2*, 109—141.

Petrulian N., Steclaci Livia, Sandu N., Oroveanu Fl. (1966), *Studiul mineralogic şi genetic al zăcămîntului de la Leşul Ursului — Carpaţii Orientali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *1*, 91—104.

Petrulian N., Steclaci Livia (1967), *Contribuţii geochimice la geneza zăcămîntului de la Leşul Ursului*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *1*.

Savu H., Vasilescu Al. (1962), *Contribuţii la cunoaşterea rocilor porfiroide şi a zăcămintelor de sulfuri asociate şisturilor cristaline din regiunea Baia Borşa (Maramureş)*, D. S. Com. geol., **XLVIII** (1958—1959).

Socolescu M. (1952), *Asupra geologiei regiunii Băile Borşei*. D. S. Com. geol., **XXXVI** (1947—1948), 178—186.

Socolescu M., Butucescu M., Popescu Th., Samoilă I., Teodorescu D., Drăghilă M. (1961), Rev. Min., *1*, 30—37.

Winkler H. G. F. (1966), *La genèse des roches métamorphiques*, Edit. Ophrys 05—GAP.

Primit în redacţie la 10 mai 1971 *Institutul geologic*

CRITERII NOI ÎN STRATIGRAFIA MIOCENULUI DIN BAZINUL TRANSILVANIEI

DE

MIRCEA PAUCĂ

55 (05)

Cu aproape 200 de ani în urmă, criteriile folosite de geologi în separaţiile stratigrafice erau : documentaţia paleontologică, litologia şi, în funcţie de aceasta din urmă, grosimea sedimentelor. Geologii au dat întotdeauna o atenţie maximă fosilelor de origine animală şi în special molustelor. În ceea ce priveşte florele fosile, acestea fiind puţin numeroase şi apărînd în regiuni relativ restrînse, ele au servit mai puţin în scopuri stratigrafice. De altfel, încă de timpuriu s-a constatat valoarea lor stratigrafică minoră, cercetarea lor fiind lăsată adesea pe seama botaniştilor.

În a doua jumătate a secolului trecut, în necunoştinţă de importanţa condiţiilor ecologice, care impun în special vieţuitoarelor acvatice medii de viaţă deosebit de variate şi deci dezvoltarea unor asociaţii de specii diferite, uneori chiar numai la distanţe de puţini kilometri, geologii care lucrau în Bazinul Transilvaniei au separat, dîndu-le valoare de etaje, unele complexe de roci caracterizate printr-o litologie şi prin faune deosebite. În asemenea condiţii, A. K o c h (1900) şi urmaşii săi imediaţi au determinat în bazin prezenţa tuturor etajelor clasice ale miocenului, anume aquitanianul, burdigalianul, helveţianul, tortonianul şi sarmaţianul, cunoscute anterior din Europa centrală sau din cea apuseană. Problemele stratigrafice cele mai acute le-au pus întotdeauna depozitele de vîrstă presarmaţiană.

În prima jumătate a secolului al XX-lea, geologii, procedînd la transpunerea pe hărţi la scară mare a concepţiilor stratigrafice stabilite de K o c h, care nu lăsase asemenea hărţi, au constatat existenţa a numeroase dificultăţi. Acestea i-au determinat să propună tot felul de soluţii stratigrafice, dar nici una n-a reuşit să explice mulţumitor totalitatea situaţiilor constatate pe teren.

O situaţie identică s-a constatat în toată Europa centrală. În consecinţă, în ultimele două decenii, geologii vienezi şi cei cehoslovaci au renunţat la denumirile clasice ale etajelor miocenului presarmaţian, propunînd o clasificare nouă a depozitelor de această vîrstă, clasificare acceptată recent şi de numeroşi geologi români.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 2, p. 397—404 Bucureşti, 1971

Cauzele care au determinat această situaţie confuză sînt atribuite de noi la trei factori, de care nu se ţinea seama în cercetările de pînă acum. Aceşti trei factori au fost : *diastrofismul*, *clima* şi, ca o consecinţă a acestora, *condiţiile ecologice* în care avea loc dezvoltarea vieţuitoarelor.

Referindu-ne la primul factor, mişcările suferite de scoarţă, trebuie să constatăm că acestea nu erau cunoscute şi deci nu erau luate în considerare de geologii care au iniţiat cercetările în bazin. Într-adevăr, în marea majoritate a cazurilor, sedimentele erau considerate pe atunci ca prezentîndu-se aproape orizontale. Asupra existenţei fracturilor, cunoscute astăzi în număr tot mai mare, nu se bănuia pe atunci nimic.

Astăzi cunoaştem însă că bazinul a suferit mişcări importante, reprezentate prin ridicarea unor blocuri cu dimensiuni mai mari sau mai mici, în special ale acelora care alcătuiesc rama bazinului, şi prin scufundarea altor blocuri, care compun fundamentul bazinului. Mişcările de sens contrar, pozitive sau negative, ale numeroaselor blocuri, aveau loc în timpul fazei stiriace a mişcărilor alpine, prezentînd fiecare în parte intensităţi foarte diferite. Acestora le corespundeau intensităţi diferite ale eroziunii pe suprafeţele blocurilor care se ridicau, precum şi intensităţi diferite ale sedimentării pe suprafeţele blocurilor care se scufundau. Numeroasele blocuri sînt separate între ele prin zone de fracturi care pe atunci nici nu erau bănuite.

Întrucît diferitele blocuri componente ale ramei bazinului posedau alcătuiri litologice deosebite, se constată că sedimentele din diferitele regiuni ale bazinului, în special cele situate pe marginile acestuia, prezintă nu numai grosimi, dar şi alcătuiri litologice diferite. Intensităţile diferite ale sedimentării contribuiau la dezvoltarea unor faune deosebite.

Problema timp îndelungat nelămurită, pentru care motive depozitele, adeseori numai bănuite că posedă aceeaşi vîrstă, de pe diferitele margini ale bazinului, prezintă alcătuiri litologice şi faune atît de diferite, a putut fi rezolvată numai după ce au fost cunoscute rolurile variate jucate în timpul mişcărilor stiriace de cele patru mari blocuri : Munţii Apuseni, Carpaţii Meridionali, Carpaţii Orientali şi blocul pannonic, care încadrează bazinul. În prezent este bine stabilit că nu putem înţelege fenomenele petrecute în interiorul bazinului fără să cunoaştem şi pe acelea care au avut loc pe suprafeţele cadrului său muntos.

Grosimea uneori excepţională a depozitelor a determinat pe primii geologi să bănuiască în ele existenţa unei succesiuni stratigrafice foarte cuprinzătoare. Astăzi este bine stabilit că, în timp ce în regiunea de nord-est a bazinului se aglomerau sedimente miocene presarmaţiene cu o grosime de peste 4 000 m, în cea de NV grosimea depozitelor corespunzătoare se ridică abia la 1 400 m. Această mare deosebire între grosimile sedimentelor a două regiuni nu prea îndepărtate reflectă intensitatea diferită a mişcărilor pozitive suferite de blocurile imediat învecinate ale ramei, precum şi alcătuirea lor litologică deosebită. În timp ce blocul Carpaţilor Orientali era alcătuit, pe atunci, în mod predominant din sedimente în facies de fliş, uşor erodabile şi se ridica intens furnizînd regiunilor imediat învecinate din nord-estul bazinului o mare cantitate de sedimente miocene, blocurile pannonic şi Munţii Apuseni, de pe care proveneau sedimentele din sectorul de nord-vest al bazinului, erau alcătuite în mod predominant din cristalin şi din sedimente precretacice relativ puternic cimentate. Aceste blocuri,

suferind o ridicare moderată, furnizau o cantitate de sedimente relativ mică. Compoziţia litologică a sedimentelor care ajungeau în bazin deosebindu-se astfel uneori la distanţe numai de cîţiva kilometri, geologii care au făcut primele separaţii stratigrafice în nord-vestul bazinului au dat diferitelor complexe de sedimente, din care la acea dată se cunoaşteau numai puţine fosile, valoarea de etaje, în loc de a le recunoaşte valoarea lor adevărată, aceea de faciesuri depuse sub influenţa ramei imediat învecinate a bazinului.

Dar mişcările stiriace nu s-au limitat numai la ridicarea unor blocuri şi la scufundarea altora, ci au fost caracterizate, în etapele iniţiale ale acestei faze de mişcări, şi printr-o ridicare generală a întregii regiuni carpatice. În consecinţă, în miocenul inferior şi la începutul celui mediu, atît Bazinul Transilvaniei, cît şi blocul pannonic şi regiunile carpatice au reprezentat un uscat. Au existat de asemenea vaste mişcări de scufundare, care au produs transgresiuni progresive în timpul miocenului mediu. După ce mai întîi transgresiunea acoperise Bazinul Transilvaniei, către sfîrşitul miocenului mediu, blocul pannonic a fost cuprins şi el de ape. Aceste mişcări ale scoarţei erau însoţite de erupţii repetate şi deosebit de intense. Prima fază de erupţii, care a dat naştere tufului de Dej, a fost şi cea mai intensă. Materialul cineritic foarte abundent, fiind răspîndit de curenţii aerieni şi de cei marini pe suprafeţe enorme şi dînd naştere unor intercalaţii groase, adesea de zeci de metri, a adus servicii stratigrafice importante într-un complex de sedimente, adesea foarte sărac în fosile.

Factorul climatic era reprezentat printr-o alternanţă de epoci excesiv de aride cu altele excesiv de umede. Ambele epoci, caracterizate prin temperaturi ridicate, au jucat un rol foarte important, dar nebănuit de geologi cu zeci de ani în urmă. Modificările climatice au fost înregistrate fidel de sedimente prin formarea de evaporite şi de roci de culoare roşie în timpul epocilor aride, şi prin depunere de cărbuni, de gaz metan şi de sedimente cu grosimi apreciabile în epocile umede. Cercetările noastre au dus la concluzia existenţei a cel puţin două epoci aride, una mai lungă, în timpul depunerii sedimentelor adeseori colorate în roşu, atribuite pînă acum aquitanianului, burdigalianului şi helveţianului, şi alta mai scurtă, a cărei vîrstă tortoniană este admisă de toţi geologii. În această ultimă epocă a avut loc depunerea stratului de sare gemă, gros de sute de metri, care acoperă cea mai mare parte din suprafaţa bazinului.

Vor trebui întreprinse încă numeroase cercetări în scopul cunoaşterii adîncite a variaţiilor climatice din timpul miocenului, dar aceasta nu trebuie să ne sperie, întrucît, după aproape un secol de cercetări asupra variaţiilor climatice din cuaternar, încă au rămas probleme neclare. De pe acum putem însă constata că, spre deosebire de cuaternar, cînd factorul climatic hotărîtor a fost temperatura, în miocen factorul climatic important a fost cantitatea de precipitaţii.

Epocile aride, ca şi cele umede, n-au avut un caracter constant timp îndelungat, ci ele au fost întrerupte de faze scurte în care climatul căpăta caractere opuse. Astfel, în timpul primei epoci aride au existat repetate faze foarte umede, demonstrate prin prezenţa stratelor de cărbuni din regiunea de nord-vest a bazinului, în timp ce fazele umede, din a doua epocă aridă, sînt demonstrate prin prezenţa intercalaţiilor de strate de nisip şi de argilă interceptate în forajele ce au traversat masivul de sare de la Someşeni (V. D r a g o ş, 1969).

Relativ la timpul necesar depunerii fie a stratelor de cărbuni, fie a evaporitelor, este cazul să arătăm că cercetările recente duc la concluzia că acesta a fost relativ scurt, în schimb au fost necesare condiţii climatice — fie umezeală, fie uscăciune exagerată, ambele în condiţiile unei temperaturi înalte —, precum şi condiţii tectonice deosebit de favorabile. Condiţiile tectonice necesare depunerii unor zăcăminte de cărbuni exploatabili erau reprezentate printr-o alternanţă de faze caracterizate printr-o subsidenţă relativ lentă, cînd vegetaţia de mlaştină poseda condiţii optime de dezvoltare, cu faze caracterizate printr-o subsidenţă intensă, cînd avea loc acoperirea vegetaţiei cu sedimente.

Mişcările tectonice, care au favorizat depunerea evaporitelor, au determinat iniţial individualizarea unor lagune de diferite dimensiuni, individualizare care a avut loc numai în Bazinul Transilvaniei, în lungul Carpaţilor şi, pe unele suprafeţe, chiar în exteriorul acestora şi aceasta numai în a doua epocă aridă. Lipsa evaporitelor miocene de pe întreaga suprafaţă a Depresiunii Pannonice noi o atribuim faptului că mişcările tectonice n-au favorizat şi acolo dezvoltarea unor condiţii lagunare ca şi în Bazinul Transilvaniei, factorul climatic fiind favorabil depunerii.

Epoca cea mai umedă a existat în tortonianul superior cînd, în condiţiile unei transgresiuni maxime, în largul Bazinului Transilvaniei s-au depus stratele cu *Spirialis* şi cu radiolari, pe marginile de sud, de est şi de vest ale Munţilor Apuseni s-a depus un facies asemănător calcarului de Leitha, în timp ce pe marginile de sud, de est şi de nord ale bazinului se dezvoltau sedimente detritice foarte groase, adeseori lipsite aproape complet de fosile. În timp ce în bazinele anexe ale Petroşanilor şi Bradului umezeala exagerată, favorizată de subsidenţă, a determinat acumularea zăcămintelor de cărbune, în apele adînci ale Bazinului Transilvaniei substanţa vegetală adusă de rîuri de pe insulele care mărgineau bazinul sau de curenţii marini de la distanţe mari a dat naştere gazului metan, a cărui origine era pînă acum enigmatică. În calitate de caustobilit, gazul metan, la fel cu cărbunele, a putut lua naştere numai în condiţii de temperatură ridicată şi de sedimentare intensă, condiţii realizate în timpul tortonianului superior.

Este cazul să constatăm că miocenul presarmaţian din Bazinul Transilvaniei se caracterizează prin existenţa a numeroase roci puţin comune, cum sînt : evaporitele, sedimentele intens colorate în roşu, cărbunii, metanul, cineritele etc. Bazîndu-se pe faptul că litologia depozitelor de această vîrstă este aşa de variată şi că grosimea lor totală este deosebit de mare, geologii de la sfîrşitul secolului trecut, cînd au pus bazele stratigrafiei bazinului, au găsit foarte natural să admită că, pentru depunerea tuturor acestor roci, a fost necesar un timp foarte îndelungat, pe care l-au încadrat în cele trei etaje ale miocenului pretortonian.

În ceea ce priveşte cauzele care au determinat alternanţa de epoci aride cu epoci calde şi umede, cercetările actuale demonstrează tot mai clar că nu putem rezolva problemele paleoclimatice, ca şi cele stratigrafice, fără a ne referi în primul rînd la evenimentele petrecute în cosmos. Litologia miocenului presarmaţian din bazin reprezintă o adevărată „pecete" pusă de evenimentele cosmice. Datele litologice ne îndreptăţesc să admitem că miocenul mediu a reprezentat o epocă în timpul căreia poziţia Pămîntului în spaţiul cosmic a avut o situaţie cu totul particulară în comparaţie cu

cea actuală. Acea situație a provocat atît puternicile mișcări ale scoarței din faza stiriacă, însoțite de erupții repetate și deosebit de intense, cît și depunerea rocilor puțin comune, enumerate precedent. În concepția actualismului, care a stăpînit gîndirea geologică timp de peste un secol, aceste fenomene au trezit iluzia că ele au avut loc în condiții obișnuite, dar că pentru desfășurarea lor a fost necesar un timp foarte îndelungat, atribuit miocenului inferior și începutul celui mediu.

Este cazul să constatăm că alternanța de epoci glaciare și interglaciare din pleistocen reprezintă un fenomen analog aceluia din miocenul mediu. În cuaternar, mișcările scoarței au fost de asemenea intense, dar deosebirea constă în faptul că Pămîntul căpăta o cantitate de energie mult mai mică decît în miocenul mediu. În consecință, caracterul predominant al climatului a fost foarte diferit în cele două epoci.

Referindu-ne la cel de-al treilea factor — condițiile ecologice —, este cazul să remarcăm că, în a doua jumătate a secolului trecut, în lipsa altor criterii stratigrafice, s-a acordat documentației paleontologice o valoare absolută, pierzîndu-se din vedere faptul că dezvoltarea viețuitoarelor este dependentă nu numai de factorul timp, ci mai ales de numeroși alți factori, cunoscuți tot mai bine în prezent. Într-adevăr, condițiile ecologice diferite și variabile de la o regiune la alta, determinate de: modificări ale salinității sau ale temperaturii apelor, intensitatea sedimentării, diversitatea soluțiilor nutritive aduse de apele rîurilor etc., au oferit faunelor posibilități vaste de variație. În consecință, în timp ce în unele regiuni, sub influența unui anumit complex de factori fizico-chimici, se dezvoltau anumite asociații de viețuitoare, în alte regiuni asociațiile, deși cu o compoziție apropiată, erau totuși deosebite. Cu zeci de ani în urmă însă, în necunoștință de acești factori, în toate acele cazuri cînd se constata că faunele prezentau alcătuiri specifice deosebite, li se atribuiau vîrste diferite.

Cunoștințele biogeografice asupra viețuitoarelor din mările actuale erau pe atunci încă prea sumare pentru ca asemenea probleme să fi atras atenția și asupra epocilor geologice. Astăzi, valoarea de fosile caracteristice pentru unele vîrste relativ scurte, cum sînt etajele miocenului, atribuite unor numeroase specii de moluște, se dovedește a fi mai redusă decît s-a crezut inițial. Trebuie să constatăm că cele mai multe specii sînt, în realitate, legate în primul rînd de facies, dezvoltarea lor fiind dependentă de anumite medii ecologice bine precizate. În asemenea condiții nu este de mirare faptul că numeroase specii de moluște marine, caracteristice tortonianului din domeniul Paratethys, supraviețuiesc în Marea Mediterană, unde găsesc și astăzi mediul ecologic adecvat. Listele faunelor tortoniene din domeniul Paratethys abundă în specii determinate inițial de L i n n é sau de L a m a r c k . Acești savanți, în calitate de zoologi, au descoperit numeroase „fosile vii" printre moluștele recoltate din mările actuale, specii care apoi au fost constatate de geologi și în stare fosilă.

Numeroasele și intensele mișcări de vîrstă neogenă din regiunile carpatice au determinat diferențieri litologice și biostratigrafice adeseori apreciabile chiar și în sectoare destul de învecinate ale mărilor care au acoperit bazinul. Consecința a fost deosebirile faunistice, mai mari sau mai mici, care au existat între diferitele sectoare ale aceleiași mări, sectoare în care faunelor, deci și rocilor, li s-au atribuit vîrste diferite. Așa, de pildă,

fauna din stratele de Coruș, căreia i se atribuie vîrsta burdigaliană, reprezintă o faună tortoniană sărăcită prin lipsa în primul rînd a coralilor și a echinodermelor, datorită unor condiții locale, anume aportului de apă dulce. Totuși, multe specii de moluște sînt comune cu acelea din depozitele atribuite pînă acum numai tortonianului. Întrucît cu aproape 100 de ani în urmă, cînd în bazin au avut loc primele separări stratigrafice, asociația faunistică a calcarului de Leitha a fost considerată ca reprezentînd, ea singură, vîrsta tortoniană, faunelor reprezentate exclusiv prin aceleași specii de moluște sau prin specii înrudite li s-au atribuit vîrste mai vechi. Depozitelor din care, pe atunci, nu se cunoșteau fosile, li se atribuiau vîrste miocene mai vechi. Astfel, într-o concepție eronată, care domnea la începutul secolului al XX-lea, conglomeratelor miocene presarmațiene lipsite de fosile li se atribuia vîrsta burdigaliană, cînd ar fi luat naștere în condițiile unei transgresiuni.

Este semnificativă lipsa tortonianului sub faciesul de Leitha numai pe marginea de nord a Munților Apuseni, facies prezent pe toate celelalte margini ale acestor munți. Prezența tortonianului sub forma depozitelor atribuite pînă acum etajelor aquitanian, burdigalian și helvețian reprezintă singura explicare a lipsei faciesului de Leitha constatată pe marginea de nord a Munților Apuseni.

Deaorece inițial conținutul paleontologic n-a permis precizarea vîrstei depozitelor miocene presarmațiene de pe marginea de nord-vest a bazinului, geologii din a doua jumătate a secolului trecut au preferat să le descrie ca strate cu denumiri locale. Curînd s-a constatat însă că sedimentele separate în acest fel nu posedă caractere constante pentru a putea fi urmărite cartografic pe suprafețe mari ale bazinului. Dar nici relațiile lor cu sedimentele din culcuș nu sînt clare întotdeauna, astfel că nu poate fi trasată o limită sigură între depozitele atribuite aquitanianului de cele atribuite chattianului, sau, în lipsa acestuia, de cele rupeliene. În consecință, unii geologi au preferat să separe totalitatea depozitelor atribuite chattian-aquitanianului dintre Jibou și Cluj sub numele de strate de Agrij (T. Joja, 1956) sau strate de Valea Almașului (Gr. Răileanu, 1956).

Vîrsta lor aquitaniană părea să fie confirmată prin descoperirea unor resturi de *Anthracotherium*. A. Rusu (1969) constată totuși prezența acestui mamifer atît în depozitele atribuite chattianului superior (stratele de Ticu superioare), cît și la partea superioară a stratelor de Valea Almașului, atribuite aquitanianului. Prezența lui *Anthracotherium* n-ar mai indica, deci, un singur etaj stratigrafic. Trebuie să remarcăm însă că cu ocazia descoperirii acestui mamifer, vîrsta sa aquitaniană a fost bazată pe faptul că depozitele din care provine li se atribuia această vîrstă numai datorită presupusei lor poziții stratigrafice. În realitate, *Anthracotherium* reprezintă în mod sigur numai un mamifer caracteristic faciesului de turbărie, dezvoltat din abundență în condițiile climatice existente în miocenul mediu.

În relațiile depozitelor atribuite aquitanianului cu cele de vîrstă oligocenă de dedesubt, deschiderile aduc numai foarte rareori o lumină decisivă. Motivul stă în faptul că, după trecerea unei faze continentale, cu ocazia revenirii apelor, acestea au acoperit depozite încă necimentate, care prezentau aceleași caractere litologice cu acelea care începeau a se

depune. Sedimentele asemănătoare ale unor vîrste destul de îndepărtate s-au amestecat în timpul transgresiunii în aşa măsură, încît numai în cazuri foarte rare este posibil să se constate existenţa unei lacune între sedimentele a două vîrste diferite. Sedimentarea făcînd impresia a fi continuă, geologii n-au ezitat să admită o succesiune stratigrafică completă, iar cum grosimea apreciabilă şi litologia lor variată permitea, ei au separat cele trei etaje ale miocenului pretortonian.

Factorii tectonici, climatici şi ecologici, prezentaţi numai sumar în rîndurile precedente, interferînd în mod frecvent şi prezentînd intensităţi diferite, au dat naştere unui complex bogat de roci şi de asociaţii fosilifere, atribuite în mod eronat unor vîrste diferite. Această situaţie ne îndreptăţeşte să admitem existenţa în regiunile carpatice şi în cele învecinate a unei îndelungate epoci continentale, care a durat tot miocenul inferior şi începutul celui mediu. Abia începînd cu tortonianul transgresiunea s-a propagat începînd din spre sud-est înspre nord-vest, acoperind mai întîi Bazinul Transilvaniei, pentru ca în tortonianul superior ea să ajungă pînă în depresiunea Dunării mijlocii.

Problema inexistenţei în România a miocenului inferior şi a helveţianului a făcut în ultimii ani obiectul a numeroase discuţii particulare sau chiar scrise printre geologii români (M. Filipescu, 1967; Gh. Bombiţă, 1968). Oficial a continuat însă a fi admisă vechea schemă stratigrafică, care constă dintr-o sedimentare continuă de la oligocen pînă la miocenul superior. Problema inexistenţei miocenului pretortonian pluteşte, ca să spunem aşa, în aer, dar ea se loveşte de o inerţie generală care nu vrea să se atingă de unele idei consacrate.

În concluzie, bazaţi pe argumente de ordin diastrofic, climatic şi ecologic sîntem îndreptăţiţi să admitem existenţa unei lungi epoci continentale pretortoniene şi să includem în tortonian întreaga serie de sedimente miocene presarmaţiene din bazin. Noi divizăm tortonianul din Bazinul Transilvaniei în următoarele trei subetaje: someşianul, reprezentat prin depozitele atribuite pînă acum aquitanianului, burdigalianului şi helveţianului; transylvanianul, care corespunde orizonturilor inferior şi mediu ale tortonianului din vechea delimitare stratigrafică, adică tufului de Dej şi evaporitelor; şi badenianul, echivalent vechiului tortonian superior, adică marnelor cu *Spirialis* şi cu radiolari, al căror echivalent litoral este calcarul de Leitha.

NEUE GESICHTSPUNKTE IN DER STRATIGRAPHIE DES MIOZÄNS IM TRANSSILVANISCHEN BECKEN

ZUSAMMENFASSUNG

Der geologische Werdegang des Transsilvanischen Beckens während des Miozäns wird von einem neuen Standpunkt aus betrachtet. Im Vergleich zu den bisherigen Auffassungen, sind die neuen Meinungen, die in der vorliegenden Arbeit ausgedrückt werden, stark unterschiedlich.

Zu den Schlußfolgerungen bezüglich der Bedeutung der tortonischen Ablagerungen gelangte der Verfasser erst nach einer eingehenden

Untersuchung über die Bewegungen der steirischen Phase, denen sowohl das Grundgebirge des Beckens, als auch die den Beckenrand zusammensetzenden Schollen unterworfen waren.

Eine besonders große Bedeutung wird den klimatischen Veränderungen — Abwechslung von äußerst trockenen mit äußerst feuchten Epochen — , den Vulkanausbrüchen, den Verbindungen mit den benach barten Becken usw. beigemessen.

Die Ursachen all dieser Umwandlungen, die die Entstehung zahlreicher, besonderer Gesteinsarten, wie z. B. : Evaporite, bunt gefärbte Sedimente, Kohle, Methan, vulkanische Tuffe usw. zur Folge hatten, wird vom Verfasser kosmischen Einflüssen zugeschrieben. Diese Einflüsse waren im mittleren Miozän besonders stark und äußerten sich sowohl durch übertriebene Abwechslungen der Niederschlagsmengen, als auch durch eine äußerst große Intensität der Hebungen und der Senkungen, denen die Schollen des Karpatengebietes unterworfen waren.

Die früher dem Aquitan, Burdigal und Helvet zugeschriebenen Ablagerungen gehören dem Torton an, welches in drei Unterstufen : Someş, Transsilvan und Baden eingeteilt wird.

BIBLIOGRAFIE

Bombiţă Gh. (1968), *Progrès dans l'étude des formations néozoïques de Roumanie*, An. Inst. geol., **XXXVI**.

Dragoş V. (1969), *Contribuţii la cunoaşterea genezei evaporitelor din Bazinul Transilvaniei*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **14**, *2*.

Filipescu M. (1967), *Sociologia Carpaţilor Orientali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *1*.

Joja T. (1956), *Observaţii de ordin stratigrafic în jurul oraşului Jibou*, An. Com. geol., **XXIX**.

Koch A. (1900), *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesteile*, **II.** *Neogen*, Földt. Közl., Budapesta, **XXXIII**.

Răileanu Gr. (1956), *Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou*, An. Com. geol., **XXIX**.

Rusu A. (1969), *Sur la limite Oligocène-Miocène dans la bassin de Transylvanie*, Rev. roum. géol., géophis., géogr., Série de géologie, **13**, *2*.

Primit în redacţie la 11 mai 1971

Întreprinderea geologică de prospecţiuni

FORME NOI DE AMONOIDEE DIN DOGGERUL DE LA SVINIȚA—SVINECEA MARE (BANAT)

DE

ION AL. MAXIM, ION DRAGOȘ, OCTAV CLICHICI

55(05)

În sectorul defileului Dunării, la Svinița-Banat, pe pîrîul Grebenului românesc, apar bine dezvoltate depozitele jurasicului mediu, încît succesiunea formațiunilor doggeriene poate fi urmărită aici cu multă claritate.

Ceva mai în amonte de gura pîrîului se distinge un orizont de calcare argiloase brun-roșietice, avînd în bună parte o structură oolitică și un conținut ridicat de oxizi de fier.

Pe una dintre ramificațiile pîrîului, respectiv pe ogașul Saraoschi, acest orizont, a cărui grosime variază între 20 și 30 cm, se situează peste un orizont mai inferior de calcare roșcate-violacee, cu numeroase diaclaze umplute cu calcită, avînd și numeroase resturi de crinoide.

Calcarele oolitice sînt acoperite la rîndul lor de un al treilea orizont, reprezentat de asemenea prin calcare argiloase roșcate, a căror masă este însă puternic frămîntată, prezentînd aspectul unor nodozități. În cuprinsul acestuia se mai pot identifica frecvente silicifieri, iar în acoperișul său se găsesc numeroși belemniți.

Principala caracteristică a orizontului oolitic feruginos o constituie bogata faună de moluște ce cuprinde în asociație belemniți, mai rar lamelibranhiate, forme sporadice de echinide și brahiopode, predominînd în mod masiv amonoideele.

Formele de amonoidee de pe ogașul Saraoschi au fost colectate și determinate de o serie de cercetători, dintre care în ordinea cronologică pot fi amintiți: J. Kudernatsch, P. Tietze L. Lóczy, Gr. Răileanu și M. Pelin.

În ultima lucrare, apărută în anul 1960, Gr. Răileanu și M.Pelin, revizuind vechile lucrări și completînd lista cu forme noi determinate de ei, din acest cuib fosilifer, precizează 7 genuri și 13 specii de amoniți, a căror listă o dăm în continuare: *Phylloceras flabelatum* Neum., *P. disputabile* Zitt., *P. mediterraneum* Neum., *P. kudernatschi* Hauer, *Lytoceras adeloides* Kud., *Oppelia aspidoides* Neum., *Hecticoceras hauqi*

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 2, p. 405–477, București, 1971

Pop. Hatz., *Stephanoceras rectelobatum* Hau., *S. globulifornis* Gemm., *Perisphinctes orion* Opp., *P. moorei* Opp., *P. procerus* Seeb. și *Siemiradzkia aurigera* Opp.

În urma cercetărilor de teren în zona Sviniţa—Svinecea Mare, Ion Al. Maxim a recoltat de pe ogaşul Saraoschi un bogat material fosil de amonoidee, a cărui determinare permite desprinderea concluziei unui număr mult mai mare de genuri şi specii prezente în acest cuib fosilifer, faţă de cele cunoscute în prezent.

În scopul întocmirii unei monografii cît mai complete asupra amonoideelor din doggerul de la Sviniţa, dăm în continuare descrierea formelor determinate din orizontul calcarului oolitic feruginos de pe ogaşul Saraoschi, pîrîul Grebenul românesc :

Ordinul **NAUTILIDA**

Genul **Pseudaganites** Spath 1927

Pseudaganites kutchensis Waagen

Pl. I, fig. 1, 2

1952 *Psedaganites kutchensis*, Piveteau, p. 507, pl. XII, fig. 9.

Dimensiuni (în mm) : diametrul (d) 40 ; înălţimea ultimului tur (h) 30 ; grosimea ultimului tur (g) 32 ; lărgimea ombilicului (l) 10.

Cochilie de talie mijlocie, puternic involută, cu regiunea ombilicală foarte mică. Secţiunea ultimului tur este subcvadratică, marginea sifonală aplatisată. Linia suturală este sinuoasă. Forma este des citată din depozite de vîrstă caloviană.

Colecţia catedrei de geologie-paleontologie, a Universităţii „Babeş-Bolyai" Cluj. Un exemplar sub numărul de inventar 15 171.

Subclasa **AMMONOIDEA**

Ordinul **AMMONITIDA**

Familia **PHYLLOCERATIDAE** Zittel 1884

Genul **Phylloceras** Suess 1854

Phylloceras kudernatschi (Hauer)

Pl. I, fig. 3—7

1869 *Phylloceras kudernatschi*, Zittel, p. 67, pl. 1, fig. 13.
1960 *Phylloceras kudernatschi*, Răileanu-Pelin, p. 47, pl. 1, fig. 4.
1962 *Phylloceras kudernatschi*, Preda, p. 77, pl. VI, fig. 3.

Dimensiuni (în mm) : d = 40 ; h = 20 ; g = 9 ; l = 4.

Cele trei eșantioane colectate de noi corespund diagnozelor date de Răileanu-Pelin(1960) și I. Preda (1962), cu specificația că formele noastre au talia ceva mai mărită.

P. kudernatschi este caracteristică bathonianului inferior :

Numărul de inventar 15172.

Phyllocersa subobtusum Kud.

Pl. II, fig. 1—4

1852 *Ammonites subobtusus*, Kudernatsch, p. 7, pl. II, fig. 1—3.
1914 *Phylloceras* cf. *viator*, Lóczy, p. 276, pl. III, fig. 5, 5a.
1959 *Phylloceras subobtusum*, Mutihac, pl. II, fig. 2—12, p. 91.

Dimensiuni (în mm) : d = 30 ; h = 15, g = 15 ; l = 4.

Formă discoidală de tip filoceratitic, involută, cu ombilicul strîmt, cu regiunea sifonală rotunjită și netetă, fără carenă. În regiunea sifonală pe anumite porțiuni se văd coaste foarte fine. Linia lobară prezintă sele terminate prin filete rotunjite.

Este o formă ce se întîlnește des în jurasicul mediu. Două exemplare, cu nr. de inventar 15 173.

Phylloceras euphylloides Till.

Pl. II, fig. 5—8

1914—1915 *Phylloceras euphylloides*, Lóczy, p. 260, pl. I, fig. 5 ; pl. II, fig. 2.

Dimensiuni (în mm) : d = 89 ; h = 39 ; g = 40 ; l = 6.

Cochilie de talie mijlocie, involută, ornată de striuri foarte subțiri. Prezintă cîteva îngroșări ce se văd pe marginea sifonală și sînt ușor convexe spre camera domală. Linia lobară are lobul extern bifurcat, cu lobii alungiți, cu vîrfurile lanceolate și cu brațul inferior mai alungit. Primul lob lateral prezintă o puternică strangulare în partea mediană.

Este o formă caracteristică jurasicului mediu. Un exemplar sub nr. de inventar 15 174.

Phylloceras euphyllum Neum.

Pl. IV, fig. 1—3

1870 *Phylloceras euphyllum*, Neumayr, p. 553, pl. XXIII, fig. 1, 2.
1914—1915 *Phylloceras euphyllum*, Lóczy, p. 262, pl. III.

Dimensiuni (în mm) : d = 58 ; h = 22 ; g = 28 ; l = 5.

Formă de talie mijlocie, cu spirele involute, netede şi îngroşate. Regiunea ombilicală este îngustă şi adîncă. Ornamentaţia este reprezentată prin striuri îngroşate, rare, dispuse transversal numai în regiunea sifonală, şi printr-un număr de opt brazde, ce pleacă din regiunea peretelui ombilical, se arcuiesc spre camera domală şi se şterg la jumătatea spirei.

Lobul extern este larg şi are numeroase ramificaţii laterale, iar vîrful divizat bifid. Primul lob lateral de la jumătate se divide în trei ramuri inegale, care la rîndul lor se subdivid în alţi trei lobuli ascuţiţi. Sela externă este mai îngroşată, cu baza gîtuită şi cu vîrful terminat în trei foliole asimetrice şi alungite.

Un exemplar sub numărul de inventar 15 175.

Phylloceras hatzegi Lóczy

Pl. III, fig. 1

1914–1915 *Phylloceras hatzegi*, Lóczy, p. 257, pl. I, fig. 3.
1969 *Phylloceras hatzegi*, Patrulius, p. 51, pl. II, fig. 1.

Dimensiuni (în mm): d = 210; h = 150; g = 100; l = 16.

Forma are talia mare, de tip involut şi cu ombilicul îngustat. Ornamentaţia este redată prin coaste fine, dese, mai accentuate pe marginea externă. Linia lobară este bine dezvoltată, avînd lobul extern scurt, lărgit şi divizat în două de o selă mică. Primul lob lateral este lărgit în bază, alungit şi foarte crestat în lobuli ascuţiţi. Sela externă este redusă, dispusă oblic şi cu foliaţii măciucate la vîrf. Prima selă laterală este cea mai dezvoltată, avînd numeroase foliaţii laterale egal dispuse, îngroşate şi cu gîtuituri la bază.

P. hatzegi este o formă caracteristică jurasicului mediu. Dispunem de un exemplar sub numărul de inventar 15 176.

Phylloceras tietzei Till.

Pl. IV, fig. 4–6

1914–1915 *Phylloceras tietzei*, Lóczy, p. 274, pl. III, fig. 1–3.

Dimensiuni (în mm): d = 29; h = 10; g = 10; l = 3,5.

Cochilia are talia redusă, involută şi netedă. Ornamentaţia este reprezentată prin cinci brazde adînci. Linia suturală prezintă un lob extern, scurt şi gros, divizat în doi lobuli ascuţiţi. Primul lob lateral este larg, alungit şi puternic ramificat în lobuli trifizi. Sela externă este scurtă, dispusă oblic şi masivă, avînd foliaţii mici laterale.

P. tietzei este caracteristică pentru bajocianul superior. S-a colectat un exemplar sub numărul de inventar 15 177.

Phylloceras heterophyllum Sow.

Pl. IV, fig. 7—9

1869 *Phylloceras heterophyllum*, Zittel, p. 67, pl. I, fig. 1.
1938 *Phylloceras heterophyllum*, Roman, p. 15, pl. II, fig. 7.

Forma are talia mică, involută, netedă și bombată. Ornamentația este redată prin striuri fine de creștere. Linia suturală prezintă 8 lobi și sele. Primul lob lateral este mai îngust la bază, apoi se lărgește și se ramifică puternic. Sela externă este scurtă și are un număr redus de foliole.

P. heterophyllum se citează des în jurasicul superior. S-a colectat un exemplar, avînd numărul de inventar 15 178.

Phylloceras silesiacum Opp.

Pl. IV, fig. 10—12; pl. V, fig. 1—2

1870 *Phylloceras silesiacum*, Zittel, pl. V, fig. 1—7.
1871 *Phylloceras silesiacum*, Neumayr, pl. XIII, fig. 1.

Dimensiuni (în mm) : d = 123; h = 40; g = 45; l = 11.

Dispunem de două exemplare, de talie mare, cu ultimul tur puternic arcuit. Sculptura este reprezentată prin jghiaburi și coaste dese continue. Linia de sutură are lobul extern scurt, ramificat în două, de către o selă ascuțită. Primul lob lateral este foarte dezvoltat. Sela externă este lărgită și la vîrf se termină cu două foliații măciucate.

P. silesiacum se citează des în jurasicul superior. Numărul de inventar 15 179.

Genul Calliphylloceras Spath 1927

Calliphylloceras disputabile Zittel

Pl. V, fig. 3—8

1852 *Ammonites tatricus*, Kudernatsch, p. 4, pl. I, fig. 1—4.
1869 *Phylloceras disputabile*, Zittel, p. 63, pl. I, fig. 13.
1960 *Phylloceras disputabile*, Răileanu-Pelin, p. 45, pl. I, fig. 2.

Avem la dispoziție două eșantioane care concordă descrierilor date de autorii de mai sus. *C. disputabile* are o mare arie de răspîndire în stratele de Klaus. Are numărul de inventar 15 180.

Calliphylloceras hommairei d'Orb.

Pl. VI, fig. 1—3

1852 *Ammonites hommairei*, Kudernatsch, p. 8.
1938 *Calliphylloceras (Ptychophylloceras) hommairei*, p. 19.

Dimensiuni (în mm); d = 88; h = 60; g = 40; l = 5.

Dispunem de un exemplar, de talie mare, involută. Sculptura este redată prin şase striuri îngroşate în regiunea externă. Lobul extern este scurt, ramificat. Primul lob lateral este larg şi adînc. Sela externă este îngustată la bază, apoi se lărgeşte şi la vîrf se divizează în ramificaţii foliacee inegale. Prima selă laterală este mai alungită şi cu terminaţiile îngroşate.

C. hommairei se cantonează în depozitele bathoniene şi caloviene din Europa. Are numărul de inventar 15 181.

Calliphylloceras connectens Zittel

Pl. VI, fig. 4—6

1869 *Phylloceras connectens*, Zittel, p. 67, pl. I, fig. 7—10.
1938 *Calliphylloceras connectens*, Roman, p. 18.

Dimensiuni (în mm); d = 40; h = 18; g = 20; l = 4.

Deţinem două exemplare bombate, involute. Ornamentaţia constă din brazde rare, care pornesc din regiunea peretelui ombilical. Linia de sutură nu s-a putut pune în evidenţă.

C. connectens este citat din aalenian şi pînă în calovian.

Are numărul de inventar 15 182.

Calliphylloceras manfredi Opp.

Pl. VI, fig. 7

1875 *Ammonites manfredi*, Favre, pl. I, fig. 7, a, b; 8, a, b.
1938 *Calliphylloceras manfredi*, Roman, p. 19.

Dimensiuni (în mm): d = 47; h = 22, g = 20; l = 5.

Avem un singur exemplar discoidal, uşor comprimat şi involut. Sculptura este redată prin coaste fine şi dese. Din regiunea ombilicală pleacă cinci brazde adînci de tip zigmoidal, care se arcuiesc la mijlocul flancului spre camera domală, apoi devin rectilinii şi mai adînci în regiunea sifonală. Lobul extern este scurt, îngroşat şi ramificat spre vîrf. Sela externă este uşor oblică şi are puţine ramificaţii laterale, iar spre vîrf se bifurcă.

Calliphylloceras demidoffi Rouss.

Pl. VII, fig. 1—2

1914—1915 *Phylloceras demidoffi*, Lóczy, p. 263, pl. II, fig. 2; pl. III, fig. 1.
1938 *Calliphylloceras demidoffi*, Roman, p. 19.

Dimensiuni (în mm): d = 63; h = 22; g = 15; l = 5.

Deţinem un singur exemplar de talie mijlocie, discoidal, involut, cu pereţii laterali comprimaţi. Sculptura este redată prin coaste numeroase, fine, precum şi prin cinci brazde zigmoidale, care se arcuiesc şi devin mai adînci în regiunea sifonală. Linia de sutură are şase lobi şi sele. Primul lob lateral este larg, scurt şi cu ramificaţii laterale inegale. Al doilea lob lateral este mai suplu, dar mai scurt şi cu vîrful bifid. Prima selă laterală este arcuită, masivă şi cu filetele laterale simetrice.

C. demidoffi este caracteristică pentru jurasicul superior. Are numărul de inventar 15 184.

Calliphylloceras flabelatum Neum.

Pl. VII, fig. 3—4

1905 *Phylloceras flabelatum*, P. Hatzeg, p. 12, pl. IV, fig. 9.
1960 *Phylloceras flabelatum*, Răileanu-Pelin, p. 44, pl. I, fig. 1.

Dimensiuni (în mm): d = 90; h = 45; g = 40; l = 11.

Cele două exemplare colectate de noi corespund descrierilor şi figurărilor date de autorii de mai sus, pentru această specie.

C. flabelatum este caracteristică stratelor de Klaus şi aparţine bathonianului. Numărul de inventar 15 185.

Genul Ptychophylloceras Spath 1927

Ptychophylloceras feddeni Waag.

Pl. VII, fig. 5, 5a, 6

1938 *Calliphylloceras feddeni*, Roman, p. 19, pl. II, fig. 12.
1952 *Ptychophylloceras feddeni*, Piveteau, p. 599, pl. I, fig. 6, 6a.

Dimensiuni (în mm): d=54; h=35; g=19, l=4.

Dispunem de două eşantioane, involuate, talia mijlocie. Ornamentaţia constă din striuri foarte dese şi numeroase. În regiunea sifonală apar pliuri distanţate şi îngroşate. Linia suturală are lobul extern divizat în două şi este puţin arcuit. Primul lob lateral este mai scurt şi are numeroşi lobuli crestaţi, iar la vîrf se trifurcă. Sela externă este largă, adîncă şi prezintă numeroase foliaţii laterale egale.

P. feddeni se citează din calovian. Are nr. de inventar 15 186.

Ptychophylloceras semisulcatum d'Orb.

Pl. VII, fig. 7—8

1938 *Ptychophylloceras semisulcatum*, Roman, p. 19, pl. II, fig. 20.
1952 *Ptychophylloceras semisulcatum*, Piveteau, p. 599, pl. I, fig. 10 a.

Dimensiuni (în mm) : d = 30 ; h = 15 ; g = 11 ; l = 4.

Deţinem un singur eşantion, de talie redusă, involut şi cu suprafaţa netedă. Ornamentaţia este redată prin striuri foarte şterse şi brazde rare, abia vizibile. Lobul extern este scurt, larg şi bifid la vîrf. Primul lob lateral devine cel mai dezvoltat, avînd o gîtuire spre bază şi apoi devine larg şi ramificat. Sela externă este îngustată la bază, iar la vîrf are foliaţii alungite.

P. semisulcatum este citată în formaţiunile jurasice. Numărul de inventar este 15 187.

Genul **Holcophylloceras** Spath 1927

Holcophylloceras mediterraneum (Neum).

Pl. VIII, fig. 1–4

1852 *Ammonites zignodianus*, Kudernatsch, p. 8.
1870 *Phylloceras mediterraneum*, Neumayr, p. 340, pl. XVII, fig. 2, 5.
1960 *Phylloceras mediterraneum*, Răileanu-Pelin, p. 45, pl. 1, fig. 3.
1962 *Holcophylloceras mediterraneum*, Preda, p. 79, pl. VII, fig. 1.

Dispunem de trei exemplare, asemănătoare formelor descrise şi figurate de Răileanu-Pelin şi I. Preda. Este des citată din asociaţia stratelor de Klaus. Are numărul de inventar 15 188.

Holcophylloceras ultramontanum Zittel

Pl. VIII, fig. 5–7

1869 *Phylloceras ultramontanum*, Zittel, p. 66, pl. I, fig. 4.
1938 *Holcophylloceras ultramontanum*, Roman, p. 20, pl. II, fig. 14, 14 a.

Dimensiuni (în mm) : d = 89 ; h = 50 ; g = 20 ; l = 10.

Sîntem în posesia a două forme, de talie mare, discoidale, involute. Ornamentaţia constă din striuri de creştere falciforme şi din şase brazde răsucite helicoidal. Elementele suturale sînt prezente prin lobi şi sele bine dezvoltate, cu numeroase foliole rotunjite spre capăt.

H. ultramontanum se citează din bajocianul superior. Numărul de inventar 15 189.

Genul **Sowerbyceras** Par. et Bon. 1895

Sowerbyceras transiens Pomp.

1905 *Sowerbyceras transiens*, Simionescu, p. 14, pl. I, fig. 10 a, b.

Dimensiuni (în mm): d = 41; h = 18; g = 15; l = 5.

Deținem două eșantioane, de talie mijlocie, discoidale, ușor bombate și cu ombilicul relativ mic și adînc. Sculptura este prezentă prin cinci brazde puțin adîncite specifice. Linia lobară prezintă un lob extern alungit și cu vîrful divizat în patru lobului bi- și trifurcați. Restul de lobi laterali sînt lărgiți și cu numeroase crestături inegale și trifurcate la vîrf. Sela externă este alungită, gîtuită la bază și cu numeroase filete laterale.

S. transiens este caracteristic pentru calovian. Numărul de inventar 15 190.

Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orb.)

Pl. IX, fig. 5—9

1871 *Phylloceras tortisulcatum*, Neumayr, p. 344, pl. XVII, fig. 10.
1952 *Sowerbyceras tortisulcatum*, Piveteau, p. 599, pl. I, fig. 3, 3 a.

Dimensiuni (în mm): d = 38; h = 23; g = 13; l = 4.

Deținem trei exemplare, mici, discoidale, involute, comprimate. Sculptura este redată prin brazde arcuite specifice, precum și prin coaste fine, dispuse în treimea superioară a flancurilor și în regiunea sifonală. Linia de sutură are lobul lateral larg, cu numeroase crestații, inegale. Sela externă este largă, gîtuită la bază.

S. tortisulcatum este caracteristică pentru juraiscul superior. Numărul de inventar 15 191.

Familia **LYTOCERATIDAE** Neumayr 1875

Genul **Lytoceras** Suess 1865

Lytoceras depressum Till.

Pl. X, fig. 1—2

1914—1915 *Lytoceras depressum*, Lóczy, p. 278, pl. 2, fig. 8.

Dimensiuni (în mm): d = 46,7; h = 18; g = 18; l = 19.

Deținem un exemplar de talie mijlocie, evolut, cu spire care abia se ating. Ornamentația constă din striuri dese și fine. Din loc în loc apar îngroșări ale striurilor radiare. Linia lobară prezintă trei lobi și două sele. Lobul extern este larg, cu vîrful lărgit, cvadrifurcat în ramuri inegale.

L. depressum este citată din formațiunile caloviene. Numărul de inventar 15 192.

Lytoceras sp.

Pl. X, fig. 3—4

Exemplarul pe care-l deţinem are forma oval-alungită, cu marginea sifonală puternic arcuită. Suprafaţa este ornată de coaste fine, foarte dese, uşor sinuoase. Linia de sutură este redată prin lobi foarte puternic ramificaţi dihotomic şi prin sele largi, fragmentate. Numărul de inventar 15 193.

Subgenul *Thysanolytoceras* Buckmann 1913

Thysanolytoceras adeloides Kud.

Pl. X, fig. 5–8

1852 *Ammonites adeloides*, Kudernatsch, p. 9, pl. II, fig. 14–16.
1960 *Lytoceras adeloides*, Răileanu-Pelin, p. 47, pl. I, fig. 5.

Avem la dispoziţie trei eşantioane asemănătoare descrierilor şi figurărilor date de autorii de mai sus, pentru această specie.

L. adeloides este caracteristică pentru bathonian. Numărul de inventar 15 194.

Thysanolytoceras sutile Opp.

Pl. X, fig. 9–10

1938 *Thysanolytoceras sutile*, Roman, p. 35, pl. III, fig. 26.

Dimensiuni (în mm): d = 40; h = 25; g = 18; l = 10.

Dispunem de un exemplar evolut, de tip litoconic şi cu ultimul tur mult mărit. Ornamentaţia este reprezentată prin coaste fine şi dese, precum şi prin unele zimţuiri costale specifice. Linia suturală este formată din lobi şi sele groase, masive. Lobii spre vîrf se divid dihotomic. Sela externă este puternic dezvoltată şi se termină la vîrf cu patru ramificaţii.

T. sutile este caracteristică pentru bathonian. Numărul de inventar 15 195.

Genul Nannolytoceras Buckmann 1905

Nannolytoceras tripartitum d'Orb.

Pl. X, fig. 11–12.

1938 *Nannolytoceras tripartitum*, Roman, p. 41, pl. IV, fig. 36.
1952 *Nannolytoceras tripartitum*, Piveteau, p. 604, pl. II, fig. 1, 1 a.

Dimensiuni (în mm); d = 65; h = 25; g = 20; l = 16.

Sîntem în posesia unui exemplar de talie mijlocie, de tip evolut. Ornamentația constă din coaste fine, care se observă în regiunea camerei domale, unde prezintă o ușoară ondulare. Linia suturală are un lob extern îngustat, alungit și foarte crestat. Sela externă este scurtă, ușor lărgită și cu vîrful divizat în două foliole îngroșate.

N. tripartitum este caracteristică pentru bajocianul superior. Numărul de inventar 15 196.

Suprafamilia *STEPHANOCERATACEAE* Perrin Smith 1913

Familia **TULITIDAE** Buckmann 1921

Genul **Bullatimorphites** Buckmann 1921

Bullatimorphites bullatus d'Orb.

Pl. XI, fig. 1—2

1852 *Ammonites bullatus*, Kudernatsch, p. 12, pl. III, fig. 3—4.
1952 *Bullatimorphites bullatus*, Piveteau, p. 628.

Dimensiuni (în mm): d = 50; h = 15; g = 32; l = 10.

Deținem un exemplar globulos, îngust, ombilicat și cu ultimul tur mult lărgit spre apertură. Ornamentația constă din coaste dese, care din loc în loc se bifurcă în coaste secundare. Coastele pleacă din dreptul peretelui ombilical, la început rectilinii, apoi la jumătatea flancului se arcuiesc.

B. bullatus este specifică pentru jurasicul mediu. Numărul de inventar 15 197.

Bullatimorphites platystomus Quenst.

Pl. XI, fig. 3—4

1887 *Ammonites platystomus*, Quenstedt, pl. 78, fig. 21—28.

Ne stă la dispoziție un exemplar, de talie mică, globulos. În secțiune spirele au aspectul semilunar, avînd marginile laterale ale camerei domale foarte larg arcuite. Striurile ornamentale de pe suprafața cochiliei sînt șterse.

B. platystomus este caracteristică pentru doggerul superior. Numărul de inventar 15 198.

Genul Schwandorfia

Schwandorfia sp. nov.

Pl. XI, fig. 5—6

Dispunem de un singur exemplar de talie mică, globulos, involut și cu ombilicul adînc. Ornamentația este prezentă prin coaste puternice, care spre regiunea sifonală se bifurcă și se arcuiesc ușor spre protoconcă.

Marginea camerei domale este puternic îngroșată și se prelungește sub forma unui puternic cozoroc, înalt de 3,5 mm. Prin această caracteristică, forma noastră se deosebește de celelalte specii ale acestui gen, însă, din lipsă de material suficient, încă nu ne putem pronunța cu certitudine asupra unei noi specii.

Familia OPPELIDAE Bonarelli 1893

Genul Oxycerites Rollier 1909

Oxycerites aspidoides (Oppel)

Pl. XI, fig. 7—10

1871 *Oppelia aspidoides*, Neumayr, p. 29.
1960 *Oppelia aspidoides*, Răileanu-Pelin, p. 47, pl. I, fig. 6.
1962 *Oppelia* (*Oxycerites*) *aspidoides*, Preda, pl. XIII, fig. 3, p. 91.

Cele două exemplare concordă cu descrierile și figurările date de Răileanu — Pelin pentru această specie, cu specificația că formele noastre au talia ceva mai mărită.

O. aspidoides este caracteristică pentru bathonian. Numărul de inventar 15 200.

Oxycerites fallax (Guer.)

Pl. XII, fig. 1—2

1886 *Ammonites fuscus*, Quenstedt, p. 634, pl. LXXV, fig. 18.
1962 *Oppelia* (*Oxycerites*) *fallax*, Preda, p. 91, pl. XIII, fig. 4.

Dimensiuni (în mm): d = 58, h = 26; g = 15; l = 6.

Sîntem în posesia unui exemplar cu aspect discoidal și cu regiunea ombilicală îngustă. Tururile sînt înalte, turtite lateral și cu secțiunea sagitală. Ornamentația constă din coaste distanțate, mai pregnante în treimea superioară, unde devin sinuoase. Pe la mijlocul flancului se observă o linie concentrică, la care se opresc coastele masive. În regiunea sifonală apare o carenă tăioasă.

O. fallax caracterizează bathonianul. Numărul de inventar 15 201.

Oxycerites subradiata Sow.

Pl. XII, fig. 3

1912 *Oppelia subradiata*, Favre, p. 8, pl. I, fig. 1 a.
1952 *Oppelia subradiata*, Piveteau, p. 624, pl. VIII, fig. 3, 3 a.

Dimensiuni (în mm): d = 67; h = 38; g = 19; l = 8.

Deținem două forme de tip involut, puternic comprimate lateral. Pe marginea regiunii sifonale se află o carenă ascuțită. Ornamentația constă din coaste rare, puternic îngroșate în treimea superioară a flancurilor și ușor curbate spre apertură. Jumătatea internă a flancurilor este netedă. Linia suturală nu s-a putut pune în evidență.

O. subradiata este specifică pentru bathonianul superior. Numărul de inventar 15 202.

Subfamilia **HECTICOCERATINAE** Spath 1927

Genul **Hecticoceras** Bonarelli 1893

Hecticoceras hecticum Rein.

Pl. XII, fig. 4—6

1871 *Harpoceras hecticum*, Neumayr, p. 28, pl. I, fig. 6.
1956 *Hecticoceras hecticum*, Preda, p. 93, pl. IV, fig. 3—4.

Dimesiuni (în mm): d = 40; h = 16; g = 14; l = 9.

Dispunem de un exemplar mic și cu ombilicul larg și adînc. Ornamentația constă din coaste principale, care se bifurcă în partea inferioară a flancurilor. Lobul sifonal este scurt și divizat în două, cu vîrfurile terminate trifid. Sela externă este alungită, largă și cu vîrful ușor arcuit.

H. hecticum este caracteristică pentru bathonianul mediu din Europa, Africa, Asia și America de Sud. Numărul de inventar 15 203.

Hecticoceras lunuloides Kilian.

Pl. XII, fig. 7—8

1911 *Hecticoceras lunuloides*, Tsytovitch, pl. VIII, fig. 4.
1914—1915 *Ludwigia lunuloides*, Lóczy, pl. V, fig. 5.

Dimensiuni (în mm): d = 52; h = 18; g = 14; l = 9;

Deținem o formă de talie mijlocie, involută. Flancurile sînt ornate de coaste rare, ușor arcuite, avînd concavitatea spre apertură. Coastele se întrerup în apropierea liniei sifonale. Linia de sutură prezintă lobi alungiți, ramificați, iar selele sînt simple, alungite.

H. lunuloides este caracteristică pentru calovian. Numărul de inventar 15 204.

Hecticoceras haugi Pop. Hatz.

Pl. XII, fig. 9—10

1905 *Hecticoceras haugi*, Pop. Hatzeg, p. 18, pl. V, fig. 2—10.
1960 *Hecticoceras haugi*, Răileanu-Pelin, p. 49, pl. II, fig. 2.
1962 *Hecticoceras haugi*, Preda, p. 94.
1969 *Eohecticoceras* (?) *haugi*, Patrulius, p. 52, pl. I, fig. 1 a, b.

Dimesiuni (în mm): d = 35; h = 25; g = 10; l = 6.

Deținem două exemplare, identice cu cele descrise și figurate de Răileanu-Pelin, cu mențiunea că formele noastre sînt mai scunde, așa cum se reflectă în dimensiunile date mai sus.

H. haugi este caracteristică pentru bathonian. Numărul de inventar 15 205.

Familia **CLYDONICERATINAE** Buckmann 1924

Genul **Clydoniceras** Blake 1905

Clydoniceras discus Sow.

Pl. XII, fig. 11—12

1956 *Clydoniceras discus*, Arkell, pl. XXX, fig. 2.

Dimensiuni (în mm): d = 52; h = 22; g = 10; l = 3.

Sîntem în posesia unui exemplar discoidal, puternic involut. Ornamentația este prezentă prin coaste rare, spațiate, arcuite, de tip falciform. Linia suturală este redată prin lob extern scurt, puternic lățit, iar restul de lobi au numeroase crestături egale. Sela externă este subțire, alungită, rectilinie și divizată în foliații mici.

C. discus este specifică pentru bathonian. Numărul de inventar 15 206.

Familia **PERISPHINCTIDAE** Steinmann 1890

Genul **Procerites** Siemiradzki 1898

Procerites funatus (Oppel) Neumayr

Pl. XIII, fig. 1

1871 *Perisphinctes funatus*, Neumayr, p. 40, pl. XIV, fig. 1, a, b, c.
1962 *Procerites funatus*, Preda, p. 99, pl. XVI, fig. 2.

Dimensiuni (în mm): d = 94; h = 54; g = 52.

S-a colectat un exemplar de talie mare și cu tururile ovalizate. Ornamentația constă din coaste principale care se bifurcă și trifurcă în coaste secundare. Linia lobară este puternic decupată. Lobul extern este lățit de tip cvadrilobat, iar restul de lobi au un aspect arborescent, la o scară din ce în ce mai redusă. Sela externă este îngroșată, alungită și cu numeroase foliații persilate.

P. funatus este caracteristic pentru bathonian. Numărul de inventar 15 207.

Procerites evolutus Neum.

Pl. XIII, fig. 2—6

1871 *Persiphinctes evolutus*, Neumayr, p. 41, 53, pl. XIV, fig. 2.

Dimensiuni (în mm): d = 80; h = 21; g = 32; l = 33.

Deținem două forme discoidale, cu regiunea ombilicală largă și adîncă. Sculptura este redată prin coaste primare rectilinii, proeminente, care în treimea regiunii externe se bifurcă în coaste secundare. Linia suturală are lobul extern larg, puternic crestat, iar restul de lobi sînt înguști și zimțați pe margini. Sela externă este largă, adîncă și prezintă numeroase ramificații foliacee.

P. evolutus este citat din sedimentele doggerului. Numărul de inventar 15 208.

Genul **Grossouvreia** Siemiradzki 1898

Grossouvreia subtilis Neum.

Pl. XIV, fig. 1—6

1871 *Persiphinctes subtilis*, Neumayr, p. 37, pl. XIV, fig. 3 a, b, c.
1962 *Grossouvreia subtilis*, Preda, p. 100, pl. XVI, fig. 3.

Dimensiuni (în mm): d=35, h=lo; g=12; l=17.

Deținem cinci exemplare, de talie mică, cu ombilicul larg și adînc. Ornamentația constă din coaste sinuoase, care se bifurcă în apropiere de regiunea externă. Linia suturală este slab divizată. Lobul extern este larg și împărțit în două de o selă mică. Sela externă este redusă și are numeroase ramificații foliacee.

G. subtilis este caracteristică pentru jurasicul mediu. Numărul de inventar 15 209.

Grossouvreia comptoni Pratt.

Pl. XIV, fig. 7—11

1898 *Perisphinctes comptoni*, Siemiradzki, p. 135, nr. 45.
1938 *Grossouvreia comptoni*, Roman, p. 276.

Dimensiuni (în mm): d = 40; h = 14; g = 12; l = 19.

S-au colectat două exemplare, mici, cu regiunea ombilicală largă şi adîncă. Ornamentaţia este redată prin coaste primare, sinuase, lamelare, care se bi- sau trifurcă în coaste secundare paralele. Linia suturală are lobul extern larg, adînc şi terminat cu o digitaţie. Sela externă este largă, adîncă şi bifuarctă la vîrf.

G. comptoni este specifică pentru calovian. Numărul de inventar 15 210.

Grossouvreia binata (Bean) Buck.

Pl. XV, fig. 1–2

1938 *Grossouvreia (Binatisphinctes) binata*, Roman, p. 276, pl. 26, fig. 256.

Dimensiuni (în mm): d = 74; h = 24; g = 16; l = 25.

S-a colectat o formă de talie mare, cu ultimul tur subrectangular. Cochilia este ornată de coaste principale, dese, care spre marginea ventrală se arcuiesc şi se bi- sau trifurcă în coaste secundare rectilinii, dese. Linia de sutură prezintă lobi numeroşi şi sele ramificate.

G. binata este citată din calovian. Numărul de inventar 15 211.

Genul Siemiradzkia Hyatt 1900

Siemiradzkia aurigera Oppel

Pl. XV, fig. 3–7

1852 *Ammonites convolutus*, Kudernatsch, p. 14, pl. III, fig. 7–10.

1960 *Siemiradzkia aurigera*, Răileanu-Pelin, p. 53, pl. IV, fig. 2.

Ne stau la dispoziţie două eşantioane, care concordă cu descrierile şi figurările date de autorii din sinonimia de mai sus.

S. aurigera este citată din bathonian. Nr. de inventar 15 212.

Choffatia Siemiradzki 1898

Choffatia cobra Waagen

Pl. XVI, fig. 1–3

1898 *Perisphinctes cobra*, Waagen, p. 334.

1952 *Choffatia cobra*, Piveteau, p. 635.

Dimensiuni (în mm): d = 120; h = 55; g = 56; l = 70.

Deţinem două exemplare de talie mare, discoidale, larg ombilicate. Ornamentaţia constă din coaste primare, rare, proeminente, rectilinii,

care se bi- sau trifurcă în treimea regiunii externe, în coaste secundare pronunțate. Linia suturală prezintă numeroși lobi și sele puternic ramificate și cu foliații persilate.

C. cobra este citată din depozitele bathoniene. Numărul de inventar 15 213.

Genul **Perisphinctes** Waagen 1869

Perisphinctes tenuissimus Siem.

Pl. XVII, fig. 1—5

1898 *Perisphinctes tenuissimus*, Siemiradzki, p. 85, pl. XXI, fig. 19.

Dimensiuni (în mm): d = 61; h = 16; g = 20; l = 21.

Avem la dispoziție trei exemplare de talie mijlocie, cu regiunea ombilicală largă și adîncă. Sculptura este redată prin coaste primare înalte, dese și ușor aplecate spre apertură. În treimea regiunii externe coastele se bifurcă în coaste secundare. Linia de sutură are lobul extern masiv, divizat în două, de o selă mică, iar restul de lobi sînt largi și trifidați la vîrf. Selele sînt scurte și puternic ramificate.

P. tenuissimus este caracteristic pentru bathonian. Numărul de inventar 15 214.

Perisphinctes jelski Siem.

Pl. XVII, fig. 6—10

1917 *Perisphinctes jelski*, Ronchadze, p. 40, pl. IV, fig. 37—39.

Dimensiuni (în mm): d=53; h=17; g=25; l = 116.

Dispunem de două exemplare mici, cu tururile lățite. Ornamentația este redată prin coaste primare masive, drepte, care se bi- și trifurcă pe la mijlocul turului extern în coaste secundare. Linia suturală prezintă lobul extern adînc și cvadrifoliat, iar restul de lobi sînt alungiți și trifurcați la vîrf. Sela externă este largă la bază, ramificîndu-se în foliații persilate, neregulate.

P. jelski este specifică pentru jurasicul superior. Numărul de inventar 15 215.

Perisphinctes leptoides Till.

Pl. XVII, fig. 1—2

1914—1915 *Perisphinctes leptoides*, Lóczy, p. 354, pl. XII, fig. 3.

Dimensiuni (în mm) : d = 135 ; h = 27 ; g = 30 ; l = 70.

Sîntem în posesia unui eşantion de talie mare, de tip evolut. Ornamentaţia constă din coaste principale rare, noduroase, groase, care la jumătatea regiunii laterale se trifurcă în coaste secundare fine, uşor arcuite.

P. leptoides este caracteristică pentru jurasicul mediu şi superior. Numărul de inventar 15 216.

Perisphinctes curvicosta Opp.

Pl. XVII, fig. 3–6

1873 *Perisphinctes curvicosta*, Neumayr, p. 34, pl. XII, fig. 3.
1917 *Perisphinctes curviscosta*, Ronchadze, p. 58.

Dimensiuni (în mm) : d = 53 ; h = 15 ; g = 18 ; l = 30.

Deţinem două forme mijlocii, cu tururile evolute. Ornamentaţia este redată prin coaste principale seriate, înalte, relativ dese, care în regiunea externă se bifurcă în coaste secundare fine. Linia suturală este alcătuită din lobi şi sele puternic divizate în ramificaţii de tip foliaceu.

P. curvicosta este citată din jurasicul mediu şi superior. Numărul de inventar 15 217.

Perisphinctes moorei Oppel

Pl. XIX, fig. 4–5

1871 *Perisphinctes moorei*, Neumayr, p. 39, pl. X, fig. 1.
1960 *Perisphinctes moorei*, Răileanu-Pelin, p. 51, pl. III, fig. 2.

Dimensiuni (în mm) : d = 85 ; h = 30 ; g = 40, l = 15.

Sîntem în posesia unui eşantion asemănător formelor descrise şi figurate de Răileanu — Pelin, din regiunea Sviniţa, cu menţiunea că al nostru are talia uşor mai mărită.

P. moorei are o mare dezvoltare în bathonian. Numărul de inventar 15 219.

Perisphinctes procerus Seeb.

Pl. XX, fig. 1–2

1871 *Perisphinctes procerus*, Neumayr, p. 39, pl. X, fig. 1.
1960 *Perisphinctes procerus*, Răileanu-Pelin, p. 53, pl. IV, fig. 1.

Dimensiuni (în mm) : d = 100 ; h = 50 ; g = 55 ; l = 17.

Deţinem un exemplar care concordă descrierilor date de autorii din sinonimia de mai sus, cu specificaţia că forma noastră are talia ceva mai redusă.

P. procerus este caracteristic pentru bathonian. Numărul de inventar 15 220.

Perisphinctes furcula Neum.

Pl. XX, fig. 3

1871 *Perisphinctes furcula*, Neumayr, p. 41, pl. XII, fig. 1 a, b.
1914—1915 *Perisphinctes furcula*, Lóczy, p. 369.

Dimensiuni (în mm): d = 60; h = 26; g = 32; l = 37.

Avem la dispoziție două exemplare mijlocii, larg ombilicate. Ornamentația constă din coaste principale rare, rectilinii, cu îngroșări la bază, care în regiunea externă se trifurcă în coaste secundare fine. Linia de sutură este decupată în lobi și sele, cu caracter persilat. Lobul extern este lărgit și divizat în patru crestături adînci. Sela externă are două ramificații foliaceea, masive.

P. furcula este citat din jurasicul mediu și superior. Numărul de inventar 15 221.

Perisphinctes balinensis Neum.

Pl. XX, fig. 4—6

1871 *Perisphinctes balinensis*, Neumayr, pl. XV, fig. 2 a—c.
1898 *Perisphinctes balinensis*, Siemiradzki, p. 134.

Dimensiuni (în mm): d = 85; h = 20; g = 30; l = 35.

Deținem un exemplar de talie medie, larg ombilicat. Ornamentația constă din coaste principale rare, pronunțate, care se ramifică în coaste secundare dese și fine. Linia lobară are lobul extern lărgit și cu ramificații cvadrifoliate. Selele sînt alungite și cu ramificații neregulate de tip foliaceu.

P. balinensis este frecventă în bathonian. Numărul de inventar 15 222.

Perisphinctes cf. spirorbis Neum.

Pl. XX, fig. 7—9

1871 *Perisphinctes* cf. *spirorbis*, Neumayr, p. 43, pl. XI, fig. 4 a, b.

Dimensiuni (în mm): d = 70; h = 20; g = 28; l = 28.

Ne stă la dispoziție un exemplar de talie mijlocie, larg ombilicat. Ornamentația este reprezentată prin coaste primare, ușor arcuite, care

se bi- şi trifurcă în coaste secundare. Linia suturală este redată prin lobi trifidaţi. Selele au baza lărgită, ramificate în trei braţe foliacee arborescente.

P. cf. *spirorbis* este citată în jurasicul mediu şi superior. Numărul de inventar 15 281.

Perisphinctes choffati Par.—Bon.

Pl. XXI, fig. 1—5

1899 *Perisphinctes* (*Grossouvreia*) *choffati*, Simionescu, pl. I, fig. 17.

Dimensiuni (în mm): d = 65; h = 21; g = 20; l = 19.

Deţinem două exemplare mijlocii, larg ombilicate. Ornamentaţia constă din coaste primare puternice, care se bifurcă în regiunea sifonală în coaste secundare. Linia suturală prezintă lobul extern ramificat trifid, iar primul lob lateral este cel mai alungit.

P. choffati este caracteristic pentru calovian. Numărul de inventar 15 282.

Perisphinctes banaticus (Kud.) Zittel

Pl. XXI, fig. 6—9

1852 *Ammonites banaticus*, Kudernatsch, p. 15, pl. IV, fig. 1, 2.
1914—1915 *Perisphinctes banaticus*, Lóczy, p. 376, pl. X, fig. 8.

Dimensiuni (în mm): h = 25; g = 20.

Avem la dispoziţie patru forme de talie mijlocie, de tip evolut. Ornamentaţia constă din coaste principale puternice, cu nodozităţi în partea lor bazală, care se bi- şi trifurcă în coaste secundare pronunţate. Linia suturală prezintă lobul extern larg, adînc şi divizat în numeroşi lobuli crestaţi. Sela externă este persilată, iar prima selă laterală este cea mai dezvoltată şi ramificată;

P. banaticus este specifică pentru bathonian şi calovian. Numărul de inventar 15 283.

Perisphinctes patina Neum.

Pl. XII, fig. 1—7

1871 *Perisphinctes patina*, Neumayr, p. 41, pl. XII, fig. 2.

Dimensiuni (în mm): d = 50; h = 20; g = 17; l = 22.

Deţinem trei exemplare de talie mijlocie, de tip evolut. Ornamentaţia constă din coaste primare sinuoase, care se bifurcă în coaste secundare, care pleacă din marginea regiunii sifonale.

P. patina se citează din jurasicul mediu. Numărul de inventar 15 284.

Genul **Prorisphinctes** Bucke 1921

Prorisphinctes pseudomartinisi Siem.

Pl. XXII, fig. 8—10

1898 *Prorisphinctes pseudomartinisi*, Siemiradzki, p. 328.
1938 *Prorisphinctes pseudomartinisi*, Roman, p. 261.

Dimensiuni (în mm) : h = 28 ; g = 25.

Ne stă la dispoziție un exemplar care reprezintă un fragment din ultimul tur al unei cochilii evolute, larg ombilicate. Ornamentația este redată din coaste primare, rectilinii, puternice, care în treimea superioară se bifurcă în coaste secundare dese. Lobul extern este puternic divizat în patru lobuli crestați. Sela externă este foarte ramificată, în trunchiuri inegale.

P. pseudomartinisi este caracteristică pentru bajocianul superior. Numărul de inventar 15 285.

Genul **Wagnericeras** Buckmann 1921

Wagnericeras wagneri (Oppel)

Pl. XXII, fig. 11—12; pl. XXIII, fig. 1—2

1871 *Perisphinctes wagneri*, Neumayr, p. 44, pl. I, fig. 6.
1962 *Wagnericeras wagneri*, Preda, p. 101.

Dimensiuni (în mm) : d = 72 ; h = 19 ; g = 28 ; l = 34.

Sîntem în posesia a două exemplare mijlocii, discoidale și cu înrularea scurtă. Ornamentația este redată prin coaste primare rare, masive, lărgite în bază, care în regiunea sifonală se bifurcă în coaste secundare pregnante, numeroase.

W. wagneri este caracteristică pentru stratele de Klaus. Numărul de inventar 15 286.

Wagnericeras carpathicum Patr.

Pl. XXIII, fig. 1—3

1852 *Ammonites triplicatus* Sow. var. *banatica*, Kudernatsch, p. 15, pl. IV, fig. 1—4.
1960 *Perisphinctes orion*, Răileanu-Pelin, p. 51, pl. III, fig. 1.
1969 *Wagnericeras carpathicum*, Patrulius, p. 52, pl. II, fig. 4 a, b.

Avem la dispoziţie un singur eşantion, care concordă descrierilor şi figurărilor date de Răileanu — Pelin, pentru această specie.

W. carpathicum este specifică pentru bathonian. Numărul de inventar 15 218.

Genul Spathia Schindewolf 1925

Spathia martinisi d'Orb.

Pl. XXIII, fig. 3

1898 *Perisphinctes martinisi*, Siemiradzki, p. 327, pl. XXIV, fig. 20.
1938 *Spathia martinisi*, Roman, p. 261, pl. XXIV, fig. 241.

Dimensiuni (în mm): d = 85; h = 25; g = 23; l = 30.

S-a recoltat un singur exemplar de talie mijlocie, larg ombilicat. Ornamentaţia este redată prin coaste primare dese, sinuoase, care se bifurcă destul de uniform, la marginea părţii externe, în coaste secundare fine. Pe tur, din loc în loc apar strangulări. Linia suturală s-a putut evidenţia numai pe penultimul tur, unde prezintă sele şi numeroşi lobi puternic ramificaţi.

S. martinisi este caracteristică pentru bajocianul superior. Numărul de inventar 15 287.

Genul Proplanulites Teisseyre

Proplanulites koenigi (Sow.)

Pl. XXIII, fig. 4—7

1871 *Perisphinctes kŏnighi*, Neumayr, p. 42, pl. XI, fig. 3.
1956 *Perisphinctes koenigi*, Arkell, pl. XXXVIII, fig. 4.

Dimensiuni (în mm): d = 70; h = 20; g = 25; l = 29.

Dispunem de două eşantioane de talie mijlocie, de tip evolut. Cochilia este ornată de coaste primare foarte dese pe primele tururi şi mai rare pe ultimul tur. La jumătatea flancului coastele primare se bi- şi trifurcă în coaste secundare fine. Linia suturală prezintă lobi şi sele largi, ramificate.

P. koenigi este citată din calovianul inferior. Numărul de inventar 15 288.

Proplanulites congener Waag.

Pl. XXIII, fig. 8—10

1898 *Perisphinctes congener*, Siemiradzki, p. 310.

1938 *Perisphinctes* (*Sivagiceras*) *congener*, Roman, p. 265, pl. XXIV, fig. 245.

Dimensiuni (în mm) : d = 100 ; h = 25 ; g = 23.

S-au recoltat două exemplare de talie mijlocie, larg ombilicate. Ornamentația dispune de coaste primare rectilinii, înalte, care pe marginea externă se bi- și trifurcă în coaste secundare dese. Linia suturală s-a putut prepara numai pe penultimul tur, redînd lobi și sele ramificați inegal.

P. congener se citează din jurasicul mediu. Nr. inventar 15 289.

Pentru formarea unei priviri de ansamblu asupra faunei orizontului calcarelor oolitice feruginoase dela Svinița, se redă mai jos un tabel cu speciile determinate, în scopul de a preciza vîrsta acestora și răspîndirea lor în formațiunile similare din alte sedimente de vîrstă jurasică de la noi din țară :

Nr. crt.	Numele speciei	Subdiviziunile jurasicului med.			R. S. România				
		Bajocian	Bathonian	Calovian	Kudernatsch	Răileanu-Pelin	Preda	Simionescu	Popovici Hațeg
					Svinița-Svinecea	Svinița-Svin.	M. Apuseni	Bucegi	Strunga
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	*Pseudaganites kutschensis* Waagen	—	—	+	—	—	—	—	—
2	*Phylloceras kudernatschi* (Hauer)	—	+	—	—	+	+	+	—
3	*Phylloceras subobtusum* Kud.	—	+	—	+	—	—	—	—
4	*Phylloceras euphylloides* Till.	—	+	—	—	—	—	—	—
5	*Phylloceras euphyllum* Neum.	—	+	—	—	—	—	—	—
6	*Phylloceras hatzegi* Lóczy	—	+	—	+	—	—	—	+
7	*Phylloceras tietzei* Till.	+	—	—	—	—	—	—	—
8	*Phylloceras heterophyllum* Sow.	—	—	+	+	—	—	—	—
9	*Phylloceras silesiacum* Opp.	—	—	+	—	—	—	—	—
10	*Calliphylloceras disputabile* Zittel	+	+	—	—	+	—	—	+
11	*Calliphylloceras hommarei* d'Orb.	—	+	+	+	—	—	—	—
12	*Calliphylloceras connectens* Zittel	+	+	+	—	—	—	—	—
13	*Calliphylloceras manfredi* Opp.	—	—	+	—	—	—	—	—
14	*Calliphylloceras demidoffi* Rouss.	—	—	+	—	—	—	—	—

Nr. ctr.	Numele speciei	Subdiviziunile jurasicului med.			R. S. România				
		Bajocian	Bathonian	Calovian	Kudernatsch	Răileanu-Pelin	Preda	Simonescu	Popovici Haţeg
					Svinița-Svinecea	Svinița Svin.	M. Apuseni	Bucegi	Strunga
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
15	*Calliphylloceras flabel atum* Neum.	–	+	–	–	–	–	–	–
16	*Ptychophylloceras feddeni* Waag.	–	–	+	–	+	–	–	–
17	*Ptychophylloceras semisulcatum* d'Orb.	+	+	+	–	–	–	–	–
18	*Holcophylloceras mediterraneum* Neum.	–	+	–	–	+	+	–	+
19	*Holcophylloceras ultramontanum* Zittel	+	–	–	–	+	–	–	–
20	*Sowerbyceras transiens* Pomp.	–	–	+	–	–	–	–	–
21	*Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orb.)	–	–	+	–	–	–	–	–
22	*Lytoceras depressum* Till.	–	–	+	–	–	–	–	–
23	*Lytoceras* sp.	–	+	–	–	–	–	–	–
24	*Thysanolytoceras adeloides* Kud.	–	+	–	+	+	–	–	–
25	*Thysanolytoceras sutile* Opp.	–	+	–	–	–	–	–	–
26	*Nannolytoceras tripartitum* d'Orb.	+	–	–	–	–	–	–	–
27	*Bullatimorphites bullatus* d'Orb.	–	+	–	+	–	–	–	–
28	*Bullatimorphites platystomus* Quenst.	–	+	–	–	–	–	–	–
29	*Schwandorfia* sp. nov.	–	+	–	–	–	–	–	–
30	*Oxycerites aspidoides* (Oppel)	–	+	–	–	+	+	–	–
31	*Oxycerites fallax* (Guer.)	–	+	–	–	–	+	–	–
32	*Oxycerites subradiata* Sow.	–	+	–	–	–	–	–	–
33	*Hecticoceras hecticum* Rein.	–	+	–	–	–	+	–	–
34	*Hecticocersa lunuloides* Kilian.	–	–	+	–	–	–	–	–
35	*Hecticoceras haugi* Pop. Hatz.	–	+	–	–	+	+	–	+
36	*Clydoniceras discus* Sow.	–	+	–	–	–	–	–	–
37	*Procerites funatus* (Oppel) Neumayr	–	+	–	–	–	+	–	–
38	*Procerites evolutus* Neum.	+	+	–	–	–	+	–	–
39	*Grossouvreia subtilis* Neum.	–	+	–	–	–	+	–	–
40	*Grossouvreia comptoni* Pratt.	–	+	+	–	–	–	–	–
41	*Grossouvreia binata* (Bean) Buck.	–	–	+	–	–	–	–	–
42	*Siemiradzkia aurigera* Oppel	–	+	–	–	–	+	–	–
43	*Choffatia cobra* Waagen	–	+	–	–	–	–	–	–
44	*Perisphinctes tenuissimus* Siem.	–	+	–	–	–	–	–	–
45	*Perisphinctes jelski* Siem.	–	–	+	–	–	–	–	–

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
46	*Perisphinctes leptoides* Till.	—	+	+	—	—	—	—	—
47	*Perisphinctes curvicosta* Opp.	—	+	+	—	—	—	—	—
48	*Perisphinctes moorei* Oppel	—	+	—	—	+	—	—	+
49	*Perisphinctes procerus* Seeb.	—	+	—	—	+	—	—	+
50	*Perisphinctes furcula* Neum.	—	+	+	—	—	—	—	—
51	*Perisphinctes balinensis* Neum.	—	+	—	—	—	—	—	—
52	*Perisphinctes* cf. *spirorbis* Neum.	—	+	+	—	—	—	—	—
53	*Perisphinctes choffati* Par.-Bon.	—	—	+	—	—	—	—	—
54	*Perisphinctes banaticus* (Kud.) Zittel	—	+	+	+	—	—	—	—
55	*Perisphinctes patina* Neum	—	+	—	—	—	—	—	—
56	*Prorisphinctes pseudomartinisi* Siem.	+	—	—	—	—	—		—
57	*Wagnericeras wagneri* (Oppel)	—	+	—	—	—	+	—	—
58	*Wagnericeras carpathicum* Patr.	—	+	+	—	—	—	+	—
59	*Spathia martinisi* d'Orb.	+	—	—	—	—	—	—	—
60	*Proplanulites koenigi* (Sow.)	—	—	—	+	—	—	—	—
61	*Proplanulites conegner* Waag.	—	—	+	+	—	—	—	—

Din cercetarea tabelului de mai sus se desprinde concluzia abundenţei formelor de amoniţi în orizontul calcarelor oolitice-feruginoase, din cuibul fosilifer de la Svinița, reprezentaţi prin 22 de genuri şi 61 de specii, faţă de 7 genuri şi 13 specii cunoscute din lucrările anterioare.

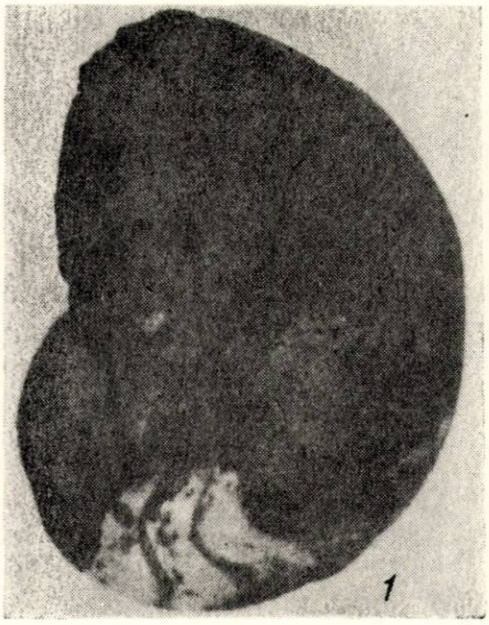
Din cele 61 de specii, prezentate în lucrarea de faţă, majoritatea dintre ele sînt caracteristice pentru depozitele bathoniene (38 de specii), iar opt specii se cunosc începînd chiar cu bajocianul superior. Un număr de 18 forme trec şi în calovian.

Ţinînd seama de faptul că majoritatea formelor acestui orizont aparţine bathonianului superior — calovianul inferior şi avînd în vedere rezultatele corelării faunei de amoniţi de la Svinița, cu fazele unor depozite asemănătoare din Bucegi şi Munţii Apuseni, rezultă că acest orizont de calcare oolitice feruginoase aparţine doggerului, fiind de vîrsta bathoniană.

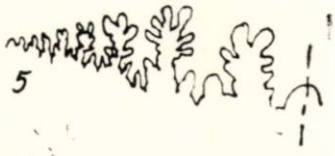
Din punct de vedere petrografic, cît şi al asociaţiei faunistice se poate afirma cantonarea faunei fosile de amoniţi, de pe ogaşul Saraoschi — Svinița (Banat), în faciesul stratelor de Klaus.

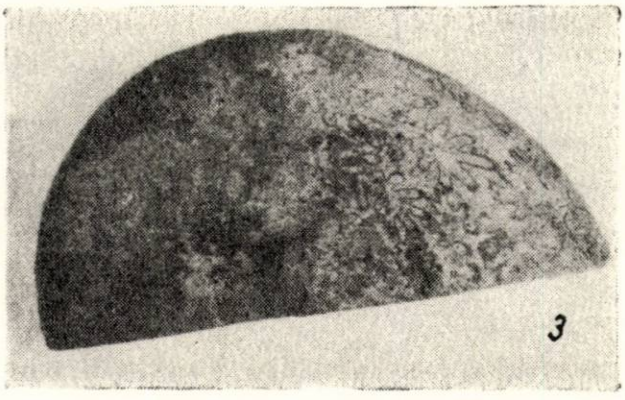
PLANȘA I

Fig. 1. — *Pseudaganites kutchensis* Waagen.
Fig. 2. — *Pseudaganites kutchensis* Waagen.
Fig. 3. — *Phylloceras kudernatschi* Hauer.
Fig. 4. — *Phylloceras kudernatschi* Hauer.
Fig. 5. — *Phylloceras kudernatschi* Hauer — linia lobară.
Fig. 6. — *Phylloceras kudernatschi* Hauer
Fig. 7. — *Phylloceras kudernatschi* Hauer.


1

2

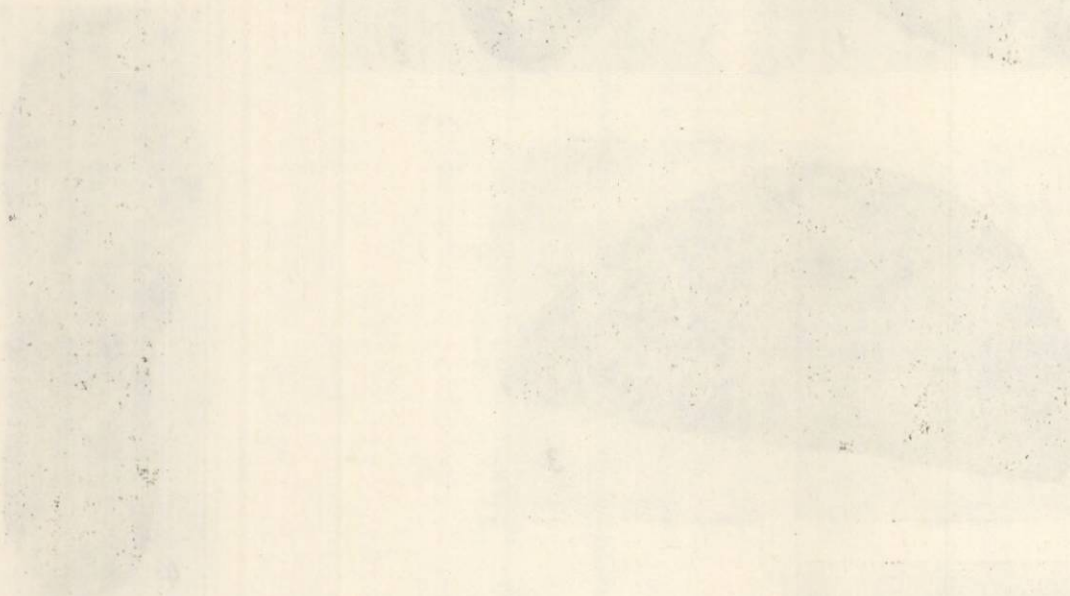

5

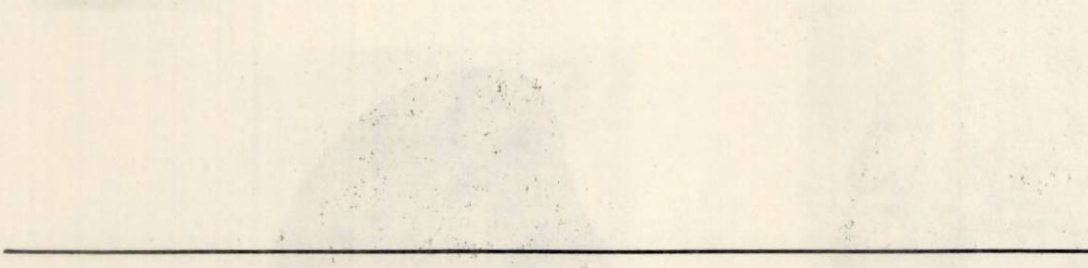

3

4

6

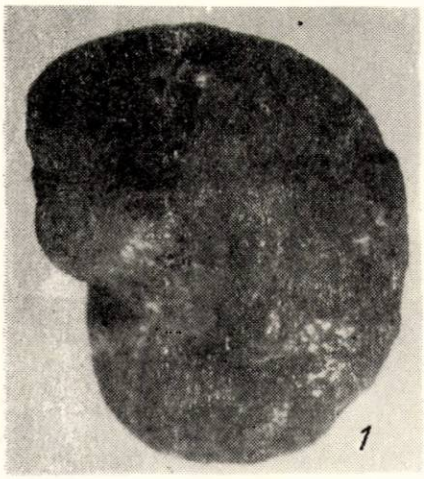
7



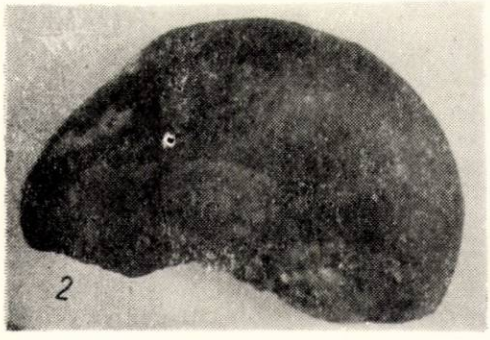


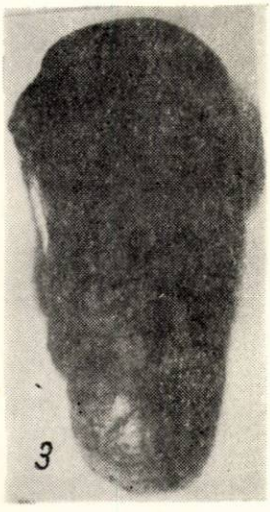
PLANȘA II

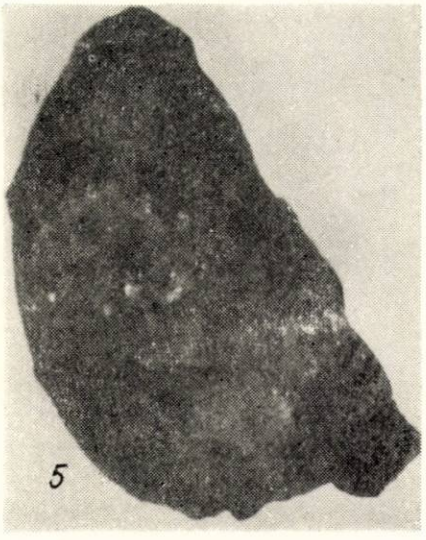
Fig. 1. — *Phylloceras subobtusum* Kud.
Fig. 2. — *Phylloceras subobtusum* Kud.
Fig. 3. — *Phylloceras subobtusum* Kud.
Fig. 4. — *Phylloceras subobtusum* Kud.— linia lobară.
Fig. 5. — *Phylloceras euphylloides* Till.
Fig. 6. — *Phylloceras euphylloides* Till.
Fig. 7. — *Phylloceras euphylloides* Till. — linia lobară.
Fig. 8. — *Phylloceras euphylloides* Till.


1

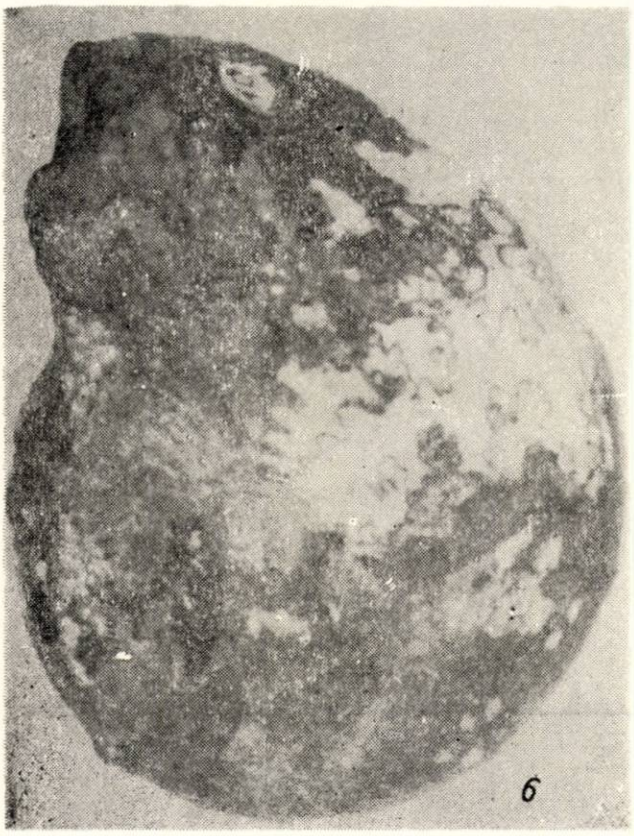
4

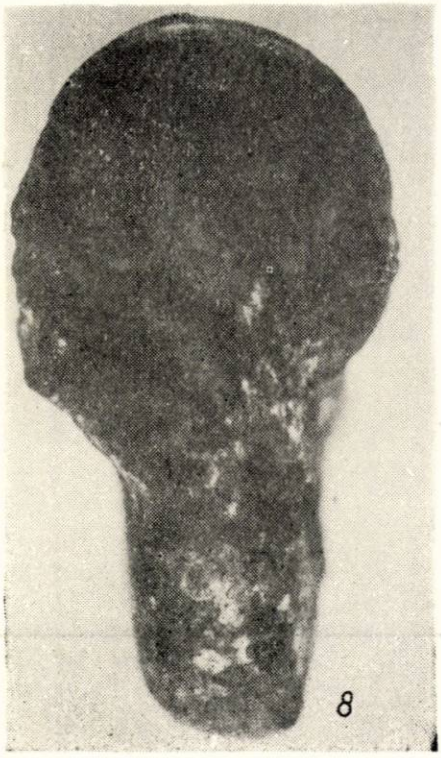

2


3


5

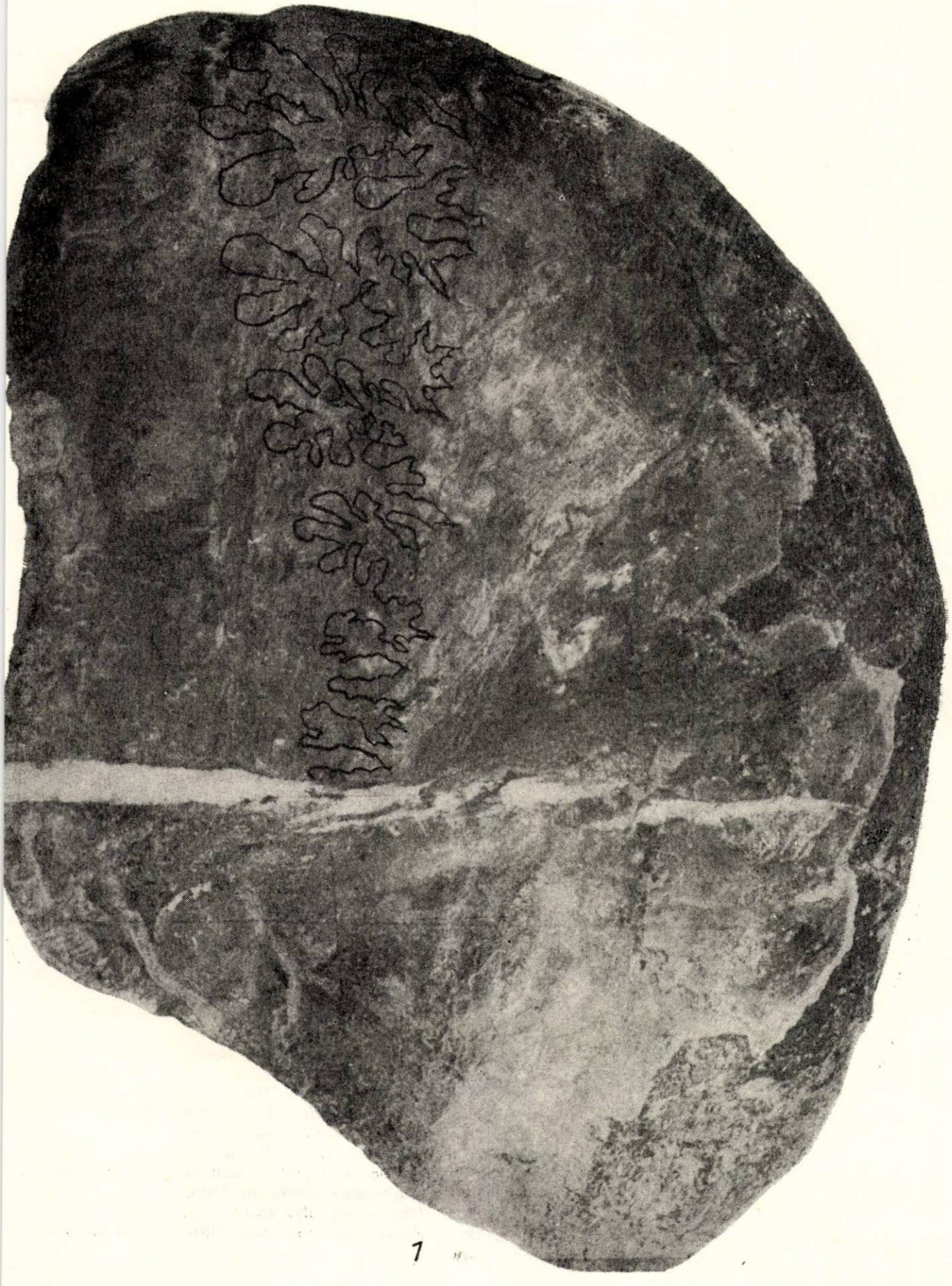
7


6


8

PLANȘA III

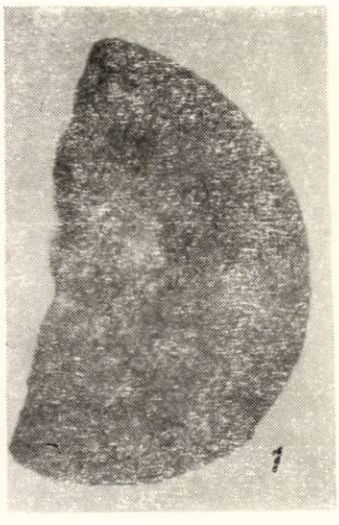
Fig. 1. — *Phylloceras hatzegi* Lóczy



1

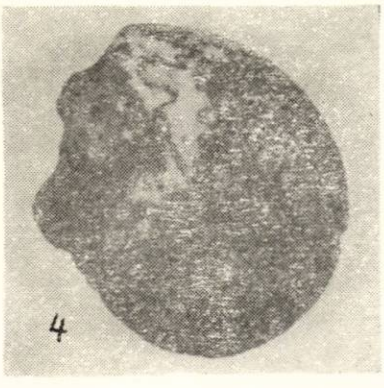
PLANȘA IV

Fig. 1. — *Phylloceras euphyllum* Neum.
Fig. 2. — *Phylloceras euphyllum* Neum.
Fig. 3. — *Phylloceras euphyllum* Neum. — linia lobară.
Fig. 4. — *Phylloceras tietzei* Till.
Fig. 5. — *Phylloceras tietzei* Till.
Fig. 6. — *Phylloceras tietzei* Till. — linia lobară.
Fig. 7. — *Phylloceras heterophyllum Sow.*
Fig. 8. — *Phylloceras heterophyllum* Sow.
Fig. 9. — *Phylloceras heterophyllum* Sow. — linia lobară.
Fig. 10. — *Phylloceras silesiacum* Opp.
Fig. 11. — *Phylloceras silesiacum* Opp.
Fig. 12. — *Phylloceras silesiacum* Opp. — linia lobară.

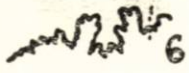

1

2

3

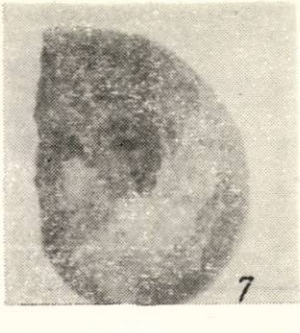

4

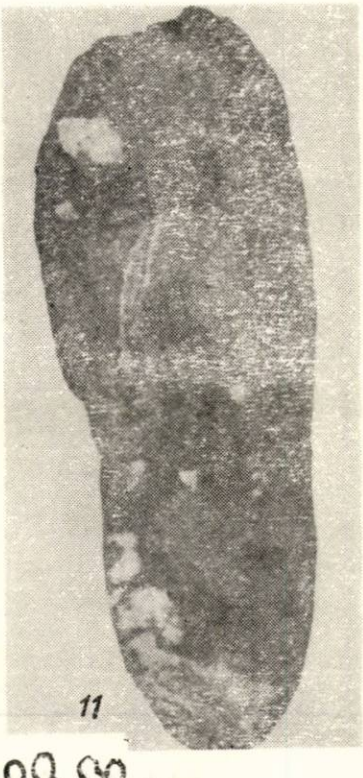
5

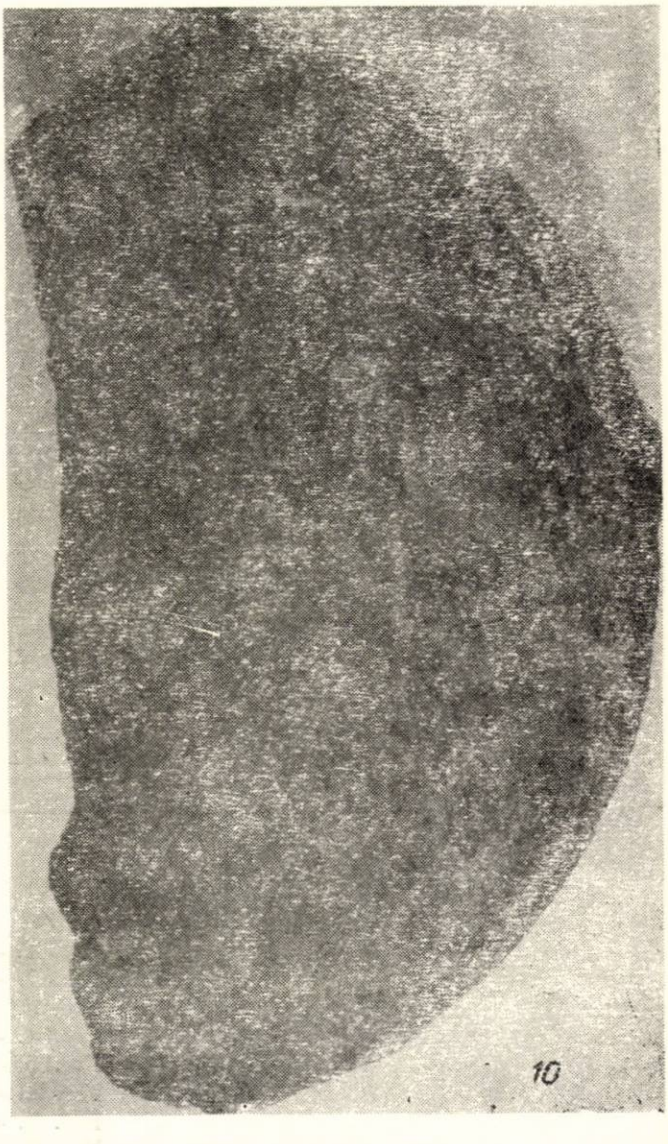

6

8

9


7

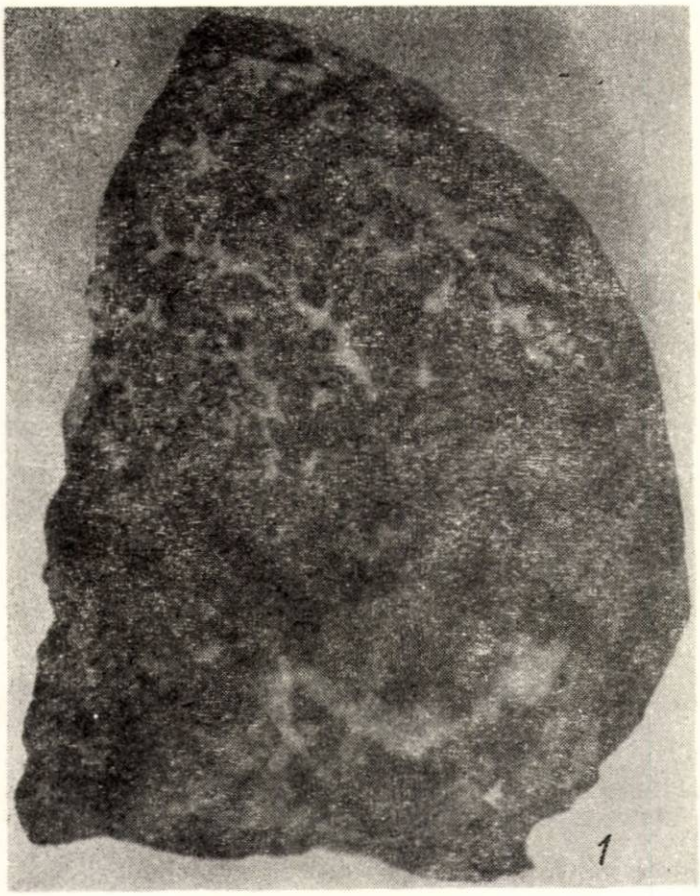

11

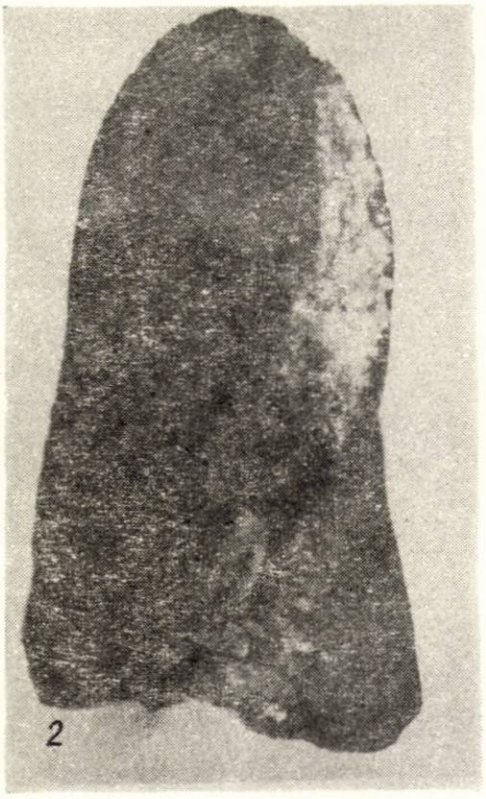

10

12

PLANȘA V

Fig. 1. — *Phylloceras silesiacum* Opp.
Fig. 2. — *Phylloceras silesiacum* Opp.
Fig. 3. — *Calliphylloceras disputabile* Zittel.
Fig. 4. — *Calliphylloceras disputabile* Zittel.
Fig. 5. — *Calliphylloceras disputabile* Zittel. — linia lobară.
Fig. 6. — *Calliphylloceras disputabile* Zittel.
Fig. 7. — *Calliphylloceras disputabile* Zittel.
Fig. 8. — *Calliphylloceras disputabile* Zittel. — linia lombară.

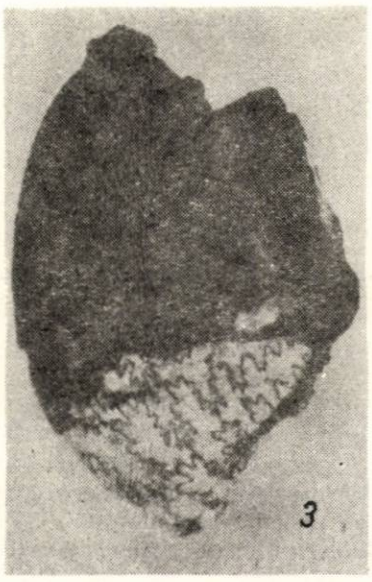

1

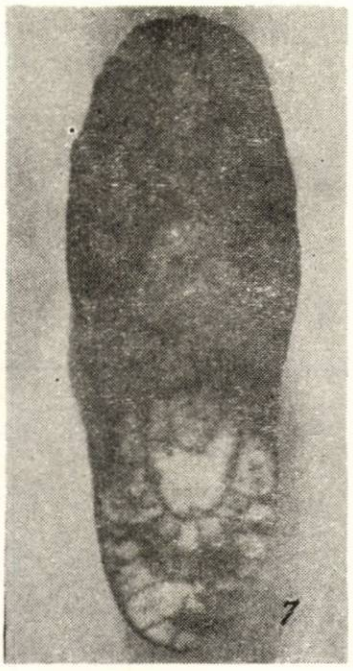

2

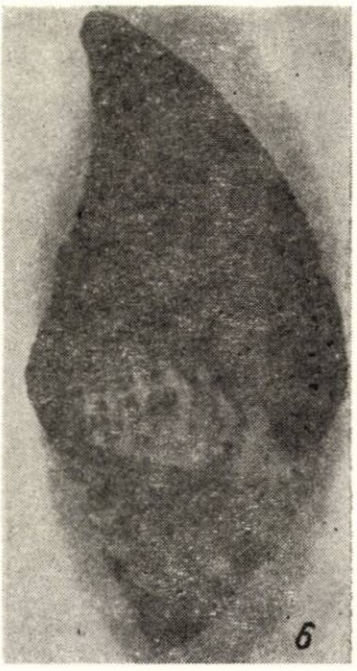
5

8

4


3


7


6

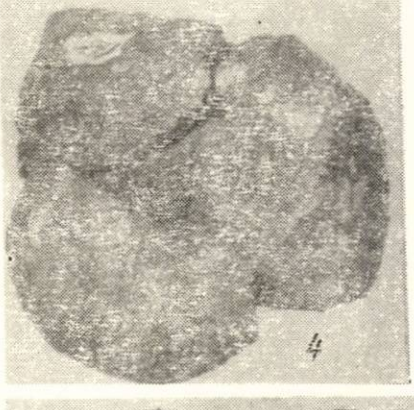
PLANȘA VI

Fig. 1. — *Calliphylloceras hommairei* d'Orb.
Fig. 2. — *Calliphylloceras hommairei* d'Orb.
Fig. 3. — *Calliphylloceras hommairei* d'Orb. — linia lobară.
Fig. 4. — *Calliphylloceras connectens* Zittel.
Fig. 5. — *Calliphylloceras connectens* Zittel.
Fig. 6. — *Calliphylloceras connectens* Zittel.
Fig. 7. — *Calliphylloceras manfredi* Opp.
Fig. 8. — *Calliphylloceras manfredi* Opp.

1

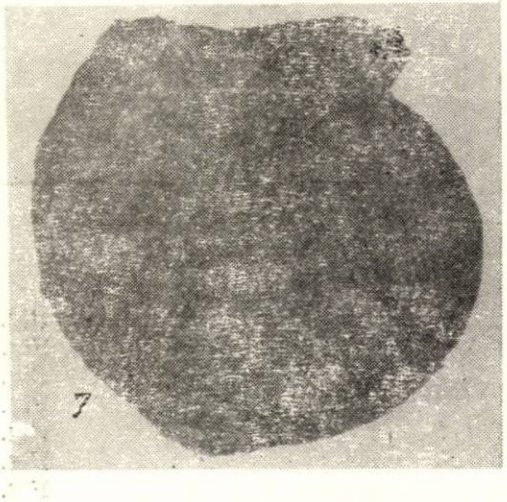
2

3


4

5

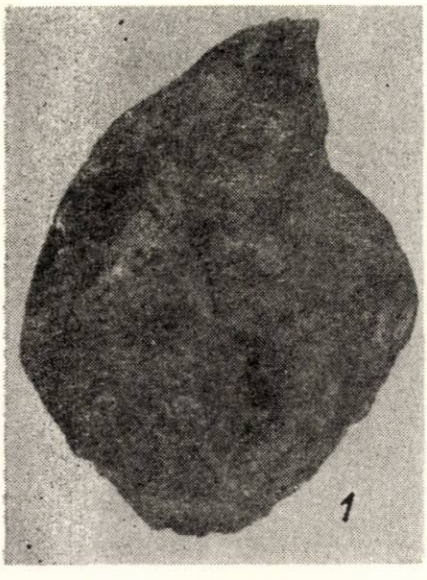
6


7

8

PLANŞA VII

Fig. 1. — *Calliphylloceras demidoffi* Rousseau.
Fig. 2. — *Calliphylloceras demidoffi* Rousseau — **linia lobară.**
Fig. 3. — *Calliphylloceras flabelatum* Neum.
Fig. 4. — *Calliphylloceras flabelatum* Neum. — **linia lobară.**
Fig. 5. — *Ptychophylloceras feddeni* Waagen.
Fig. 5 a. — *Ptychophylloceras feddeni* Waagen. — **linia lobară.**
Fig. 7. — *Ptychophylloceras semisulcatum* d'Orb.
Fig. 8. — *Ptychophylloceras semisulcatum* d'Orb.— **linia lobară.**

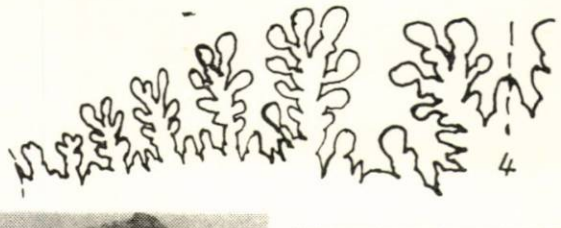

1

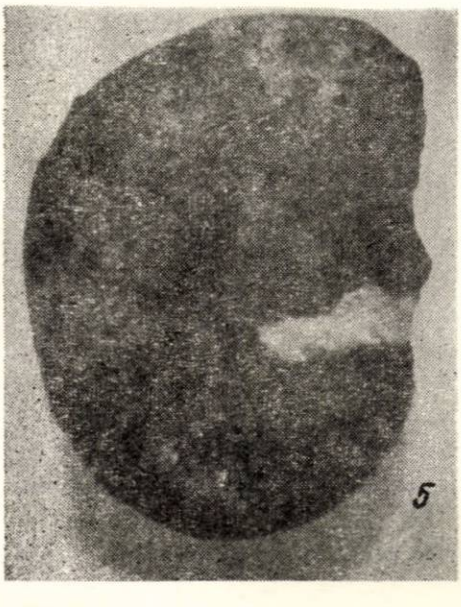
3

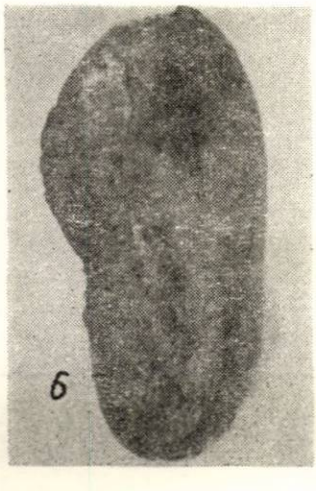
1
2

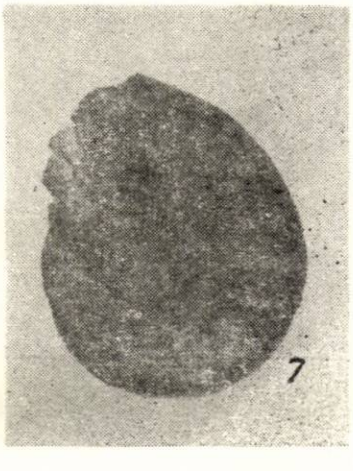
8

5a


4


5

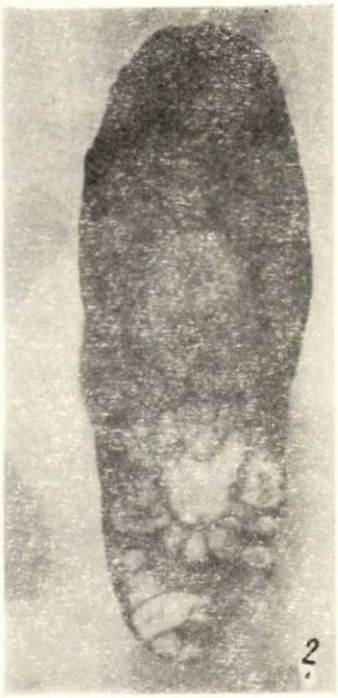

6


7

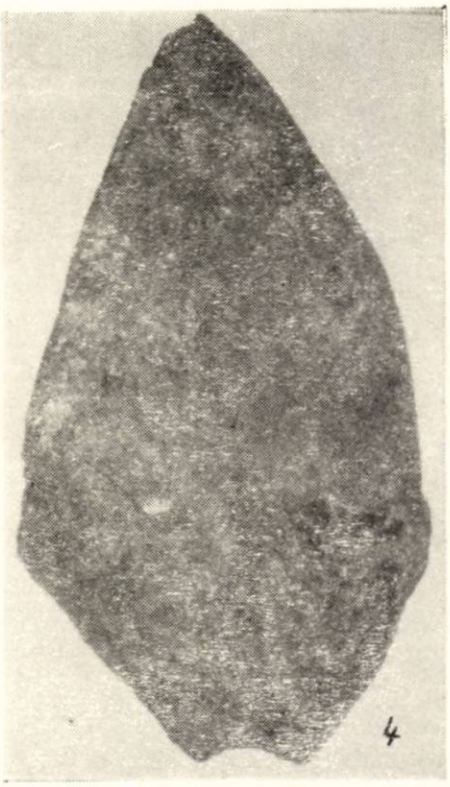
PLANȘA VIII

Fig. 1. — *Holcophylloceras mediterraneum* (Nuem.)
Fig. 2. — *Holcophylloceras mediterraneum* (Neum.)
Fig. 3. — *Holcophylloceras mediterraneum* (Neum.) — linia lobară.
Fig. 4. — *Holcophylloceras mediterraneum* (Neum.)
Fig. 5. — *Holcophylloceras ultramontanum* Zittel.
Fig. 6. — *Holcophylloceras ultramontanum* Zittel.
Fig. 7. — *Holcophylloceras ultramontanum* Zittel.

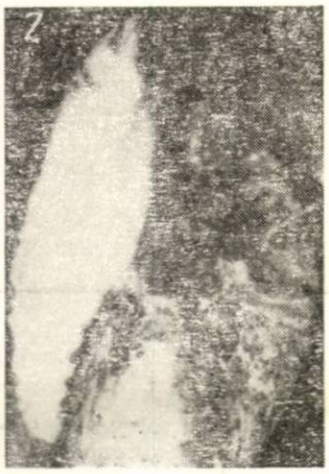
1


2

3


4

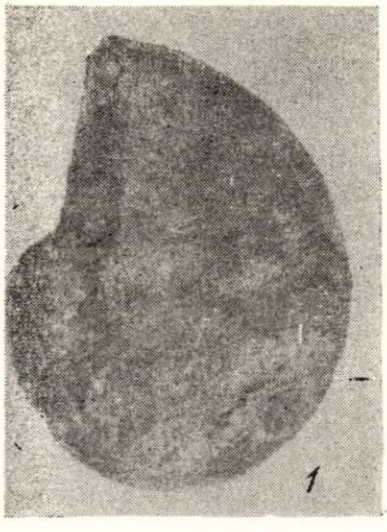
5

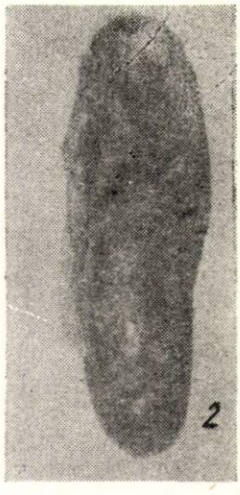

7

6

PLANȘA IX

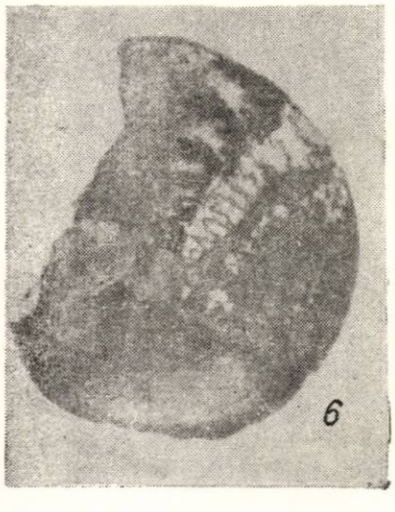
Fig. 1. — *Sowerbiceras transiens* Pomp.
Fig. 2. — *Sowerbiceras transiens* Pomp.
Fig. 3. — *Sowerbiceras transiens* Pomp.
Fig. 4. — *Sowerbiceras transiens* Pomp. — linia lobară.
Fig. 5. — *Sowerbiceras tortisulcatum* (d'Orb.) — linia lobară.
Fig. 6. — *Sowerbiceras tortisulcatum* (d'Orb.)
Fig. 7. — *Sowerbiceras tortisulcatum* (d'Orb.)
Fig. 8. — *Sowerbiceras tortisulcatum* (d'Orb.)
Fig. 9. — *Sowerbiceras tortisulcatum* (d'Orb.)

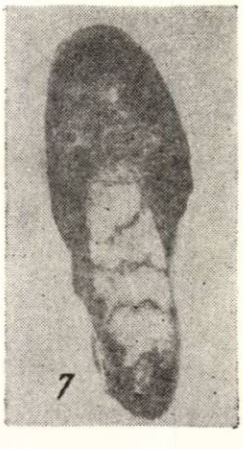

1

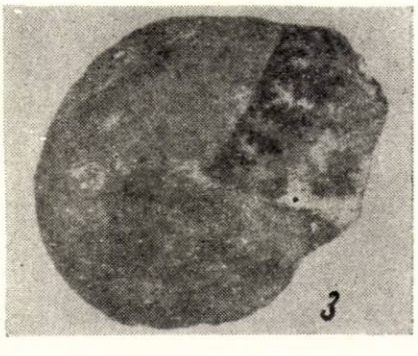

2

4

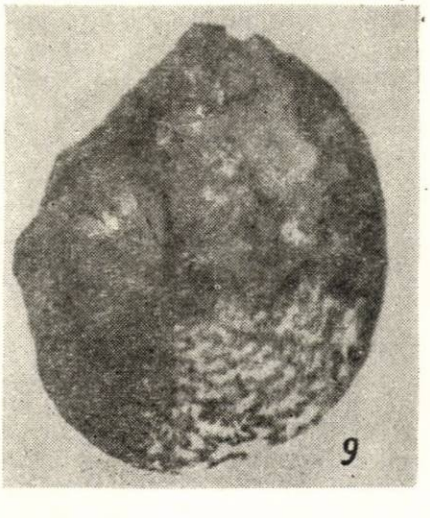
5


6


7

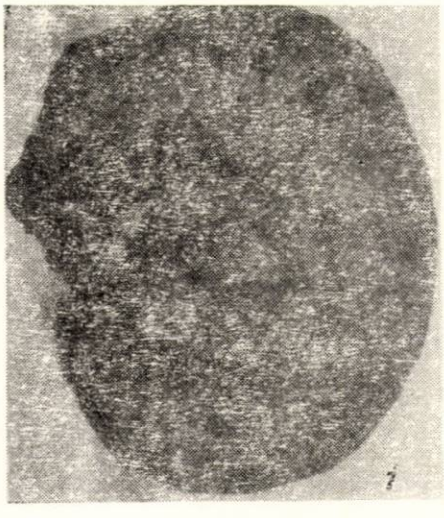

3

8


9

PLANŞA X

Fig. 1. — *Lythoceras depressum* Till.
Fig. 2. — *Lythoceras depressum* Till. — linia lobară.
Fig. 3. — *Lythoceras* sp.
Fig. 4. — *Lythoceras* sp. — linia lobară.
Fig. 5. — *Thysanolythoceras adeloides* Kud.
Fig. 6. — *Thysanolythoceras adeloides* Kud.
Fig. 7. — *Thysanolythoceras adeloides* Kud. — linia lobară.
Fig. 8. — *Thysanolythoceras adeloides* Kud.
Fig. 9. — *Thysanolythoceras sutile* Opp.
Fig. 10. — *Thysanolythoceras sutile* Opp. — linia lobară.
Fig. 11. — *Nannolythoceras tripartitum* d'Orb.
Fig. 12. — *Nannolythoceras tripartitum* d'Orb. — linia lobară.

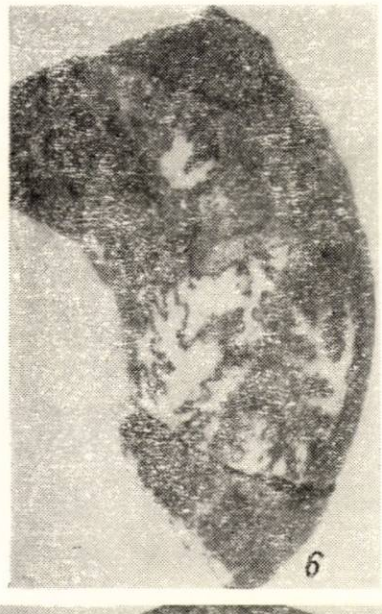

1

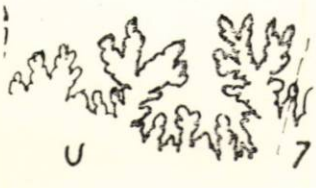
2

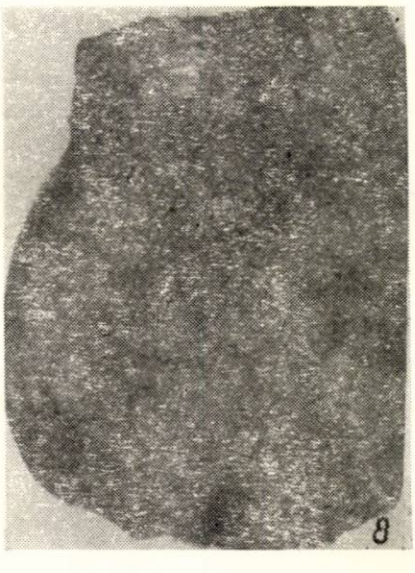
3

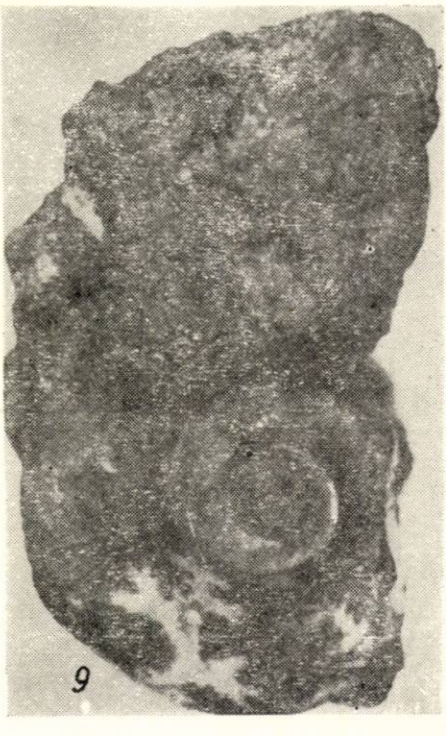
4

5

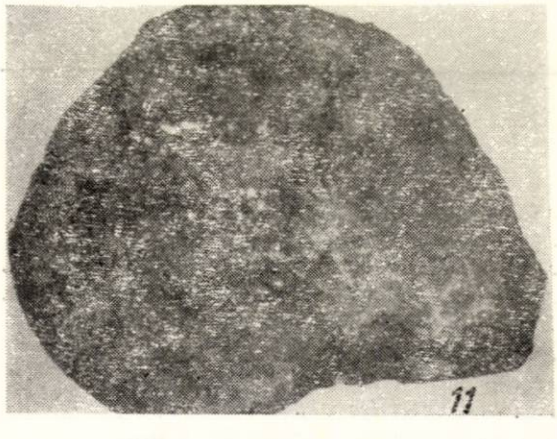

6

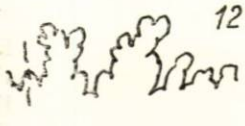

7


8


9

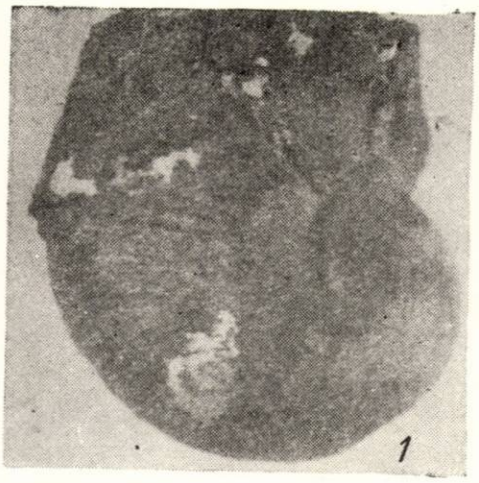
10

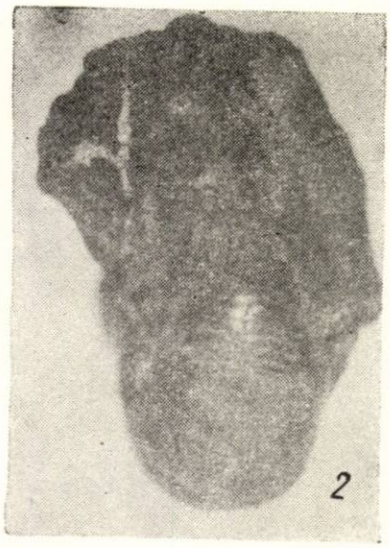

11

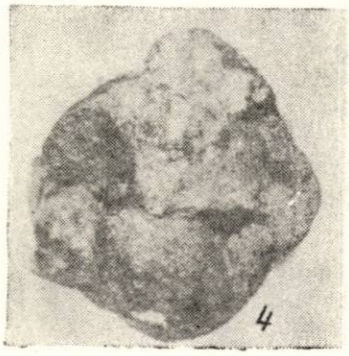

12

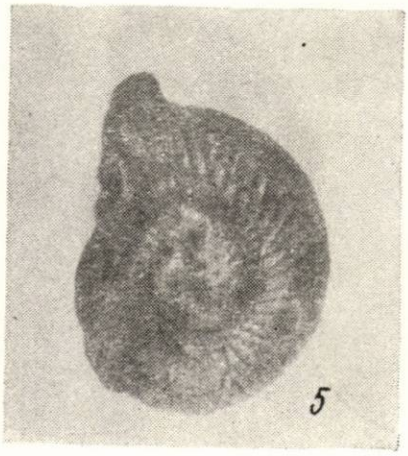
PLANȘA XI

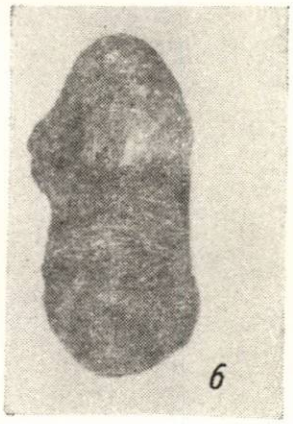
Fig. 1. — *Bullatimorphites bullatus* d'Orb.
Fig. 2. — *Bullatimorphites bullatus* d'Orb.
Fig. 3. — *Bullatimorphites platystomus* Quenst.
Fig. 4. — *Bullatimorphites platystomus* Quenst.
Fig. 5. — *Schwandorfia* sp. nov.
Fig. 6. — *Schwandorfia* sp. nov.
Fig. 7. — *Oxycerites aspidoides* (Opp.)
Fig. 8. — *Oxycerites aspidoides* (Opp.)
Fig. 9. — *Oxycerites aspidoides* (Opp.)
Fig. 10. — *Oxycerites aspidoides* (Opp.)


1


2


4


5

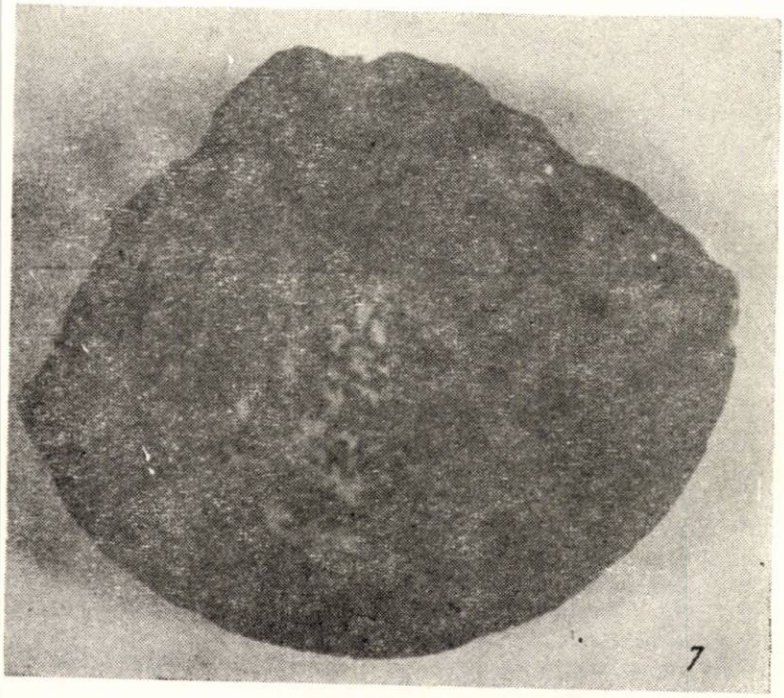

6

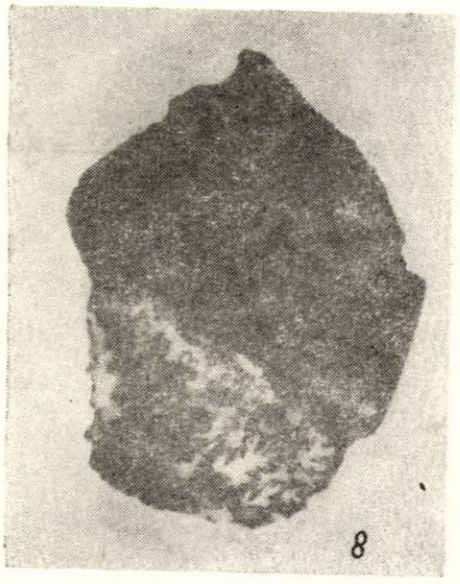
3

10

9

1

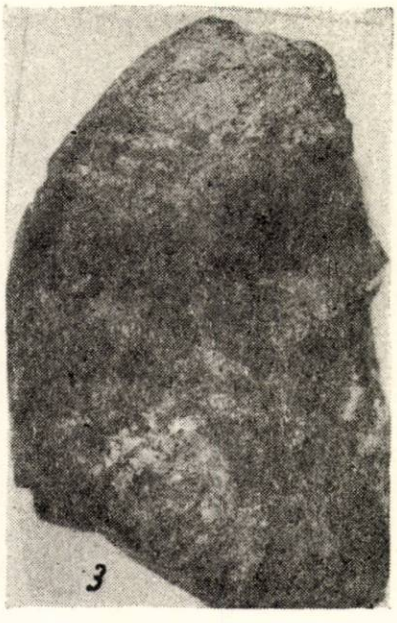

7

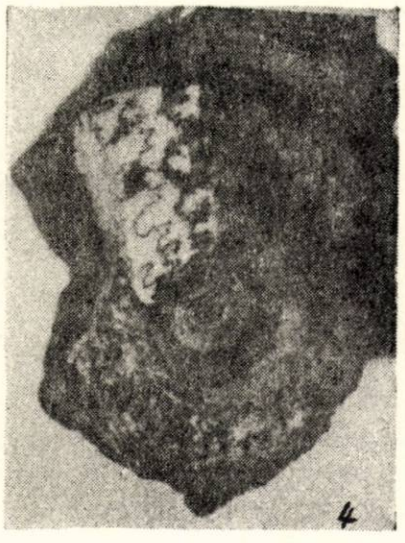

8

PLANȘA XII

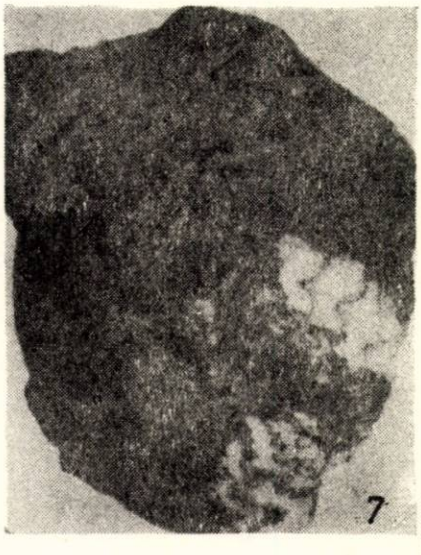
Fig. 1. — *Oxycerites fallax* (Guer.)
Fig. 2. — *Oxycerites fallax* (Guer.)
Fig. 3. — *Oxycerites subradiata* Sow.
Fig. 4. — *Hecticoceras hecticum* Rein.
Fig. 5. — *Hecticoceras hecticum* Rein. — linia lobară.
Fig. 6. — *Hecticoceras hecticum* Rein.
Fig. 7. — *Hecticoceras kunuloides* Kilian.
Fig. 8. — *Hecticoceras lunuloides* Kilian. — linia lobară.
Fig. 9. — *Hecticoceras haugi* Po. Hatz.
Fig. 10. — *Hecticoceras haugi* Pop. Hatz. — linia lobară.
Fig. 11. — *Clydoniceras discus* Sow.
Fig. 12. — *Clydoniceras discus* Sow. — linia lobară.

1


3

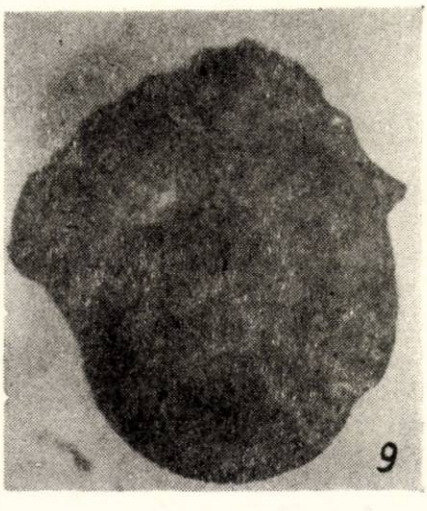

4

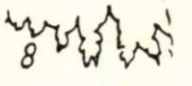
2

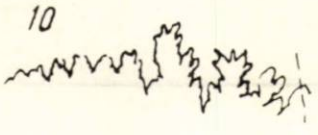

7

5

6

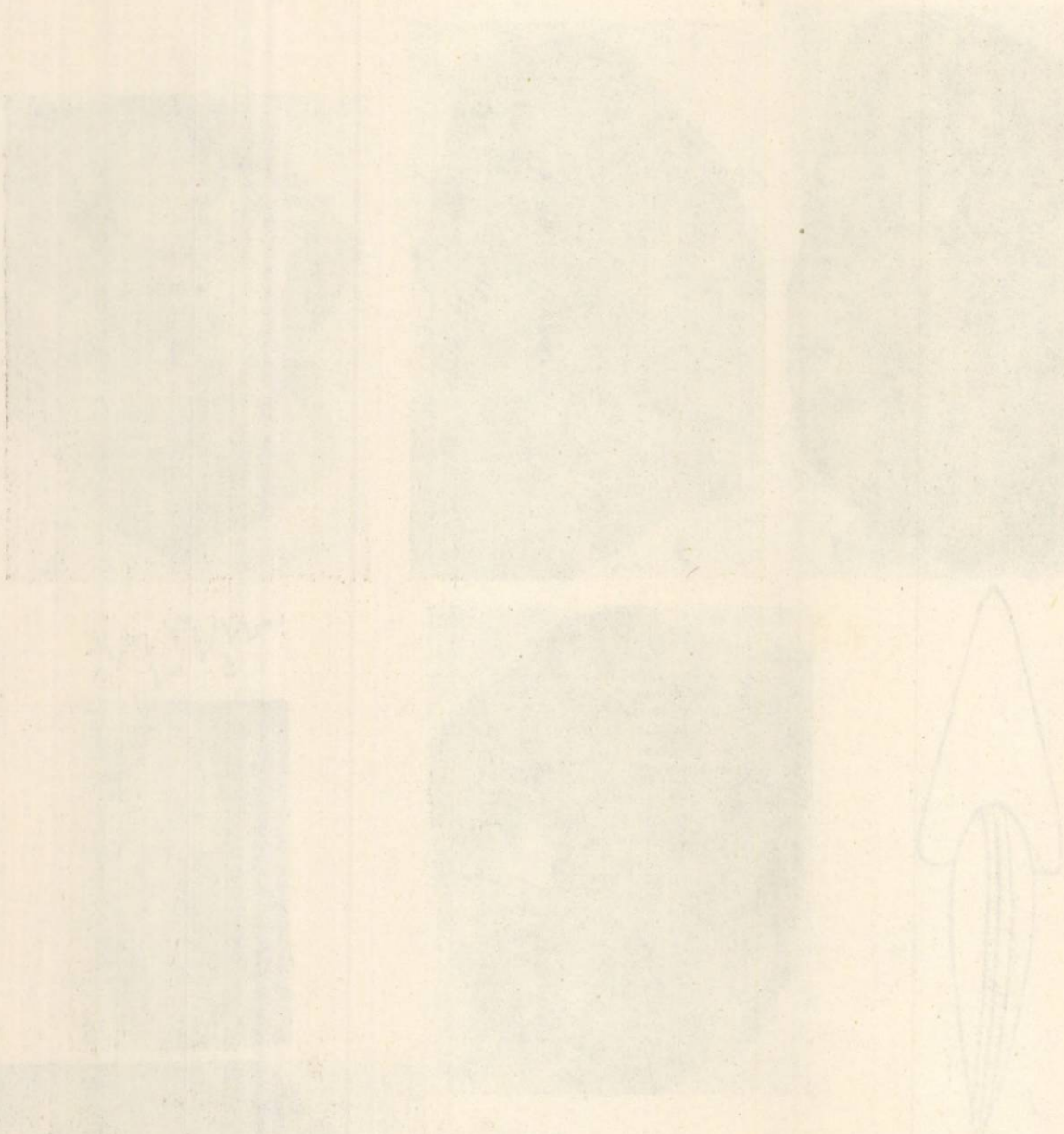

9


8


10

12

11

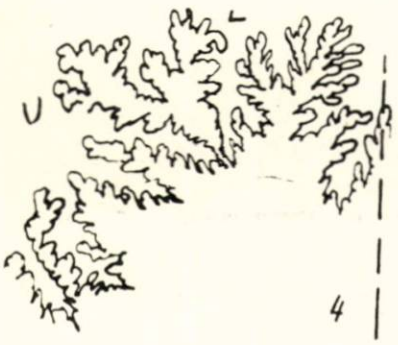


PLANȘA XIII

Fig. 1. — *Procerithes funatus* (Oppel) Neumayr.
Fig. 2. — *Procerithes evolutus* Neumayr.
Fig. 3. — *Procerithes evolutus* Neumayr.
Fig. 4. — *Procerithes evolutus* Neum.— linia lobară.
Fig. 5. — *Procerithes evolutus* Neumayr.
Fig. 6. — *Procerithes evolutus* Neumayr.

1

2


4

3

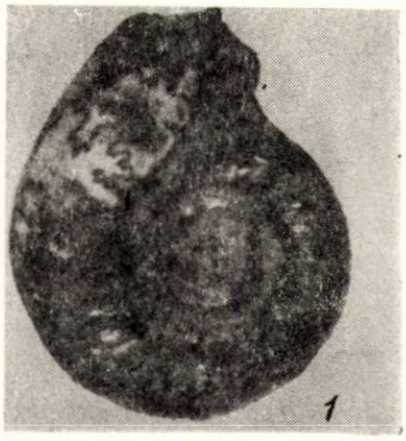
5

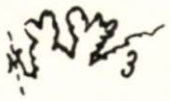
6

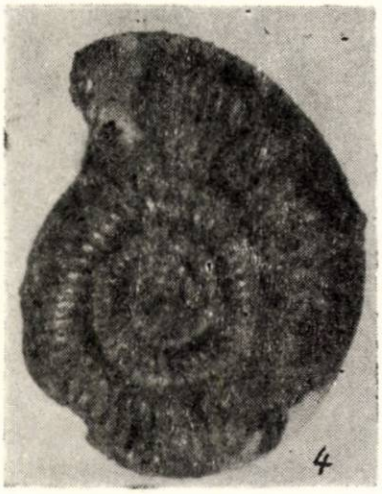
PLANȘA XIV

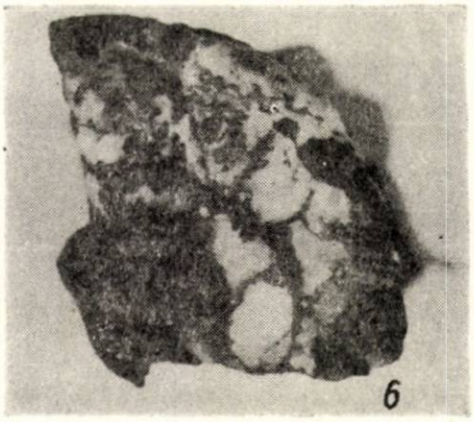
Fig. 1. — *Grossouvreia subtilis* Neum.
Fig. 2. — *Grossouvreia subtilis* Neum.
Fig. 3. — *Grossouvreia subtilis* Neum. — linia lobară.
Fig. 4. — *Grossouvreia subtilis* Neum.
Fig. 5. — *Grossouvreia subtilis* Neum.
Fig. 6. — *Grossouvreia subtilis* Neum.
Fig. 7. — *Grossouvreia comptoni* Pratt.
Fig. 8. — *Grossouvreia comptoni* Pratt.
Fig. 9. — *Grossouvreia comptoni* Pratt
Fig. 10. — *Grossouvreia comptoni* Pratt.
Fig. 11. — *Grossouvreia comptoni* Pratt. — linia lobară.

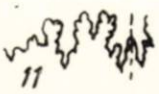
PLANȘA XIV











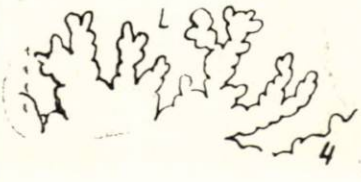
PLANȘA XV

Fig. 1. — *Grossouvreia binata* (Bean) Buck.
Fig. 2. — *Grossouvreia binata* (Bean) Buck.
Fig. 3. — *Siemiradzkia aurigera* Opp.
Fig. 4. — *Siemiradzkia aurigera* Opp. — linia lobară.
Fig. 5. — *Siemiradzkia aurigera* Opp.
Fig. 6. — *Siemiradzkia aurigera* Opp.
Fig. 7. — *Siemiradzkia aurigera* Opp.

1

2

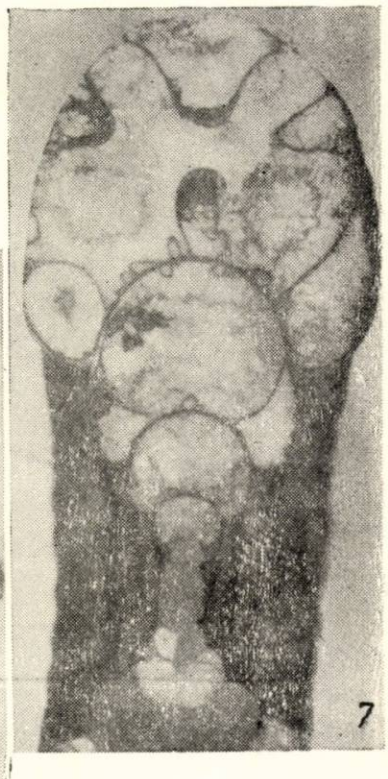
3



4

5

6



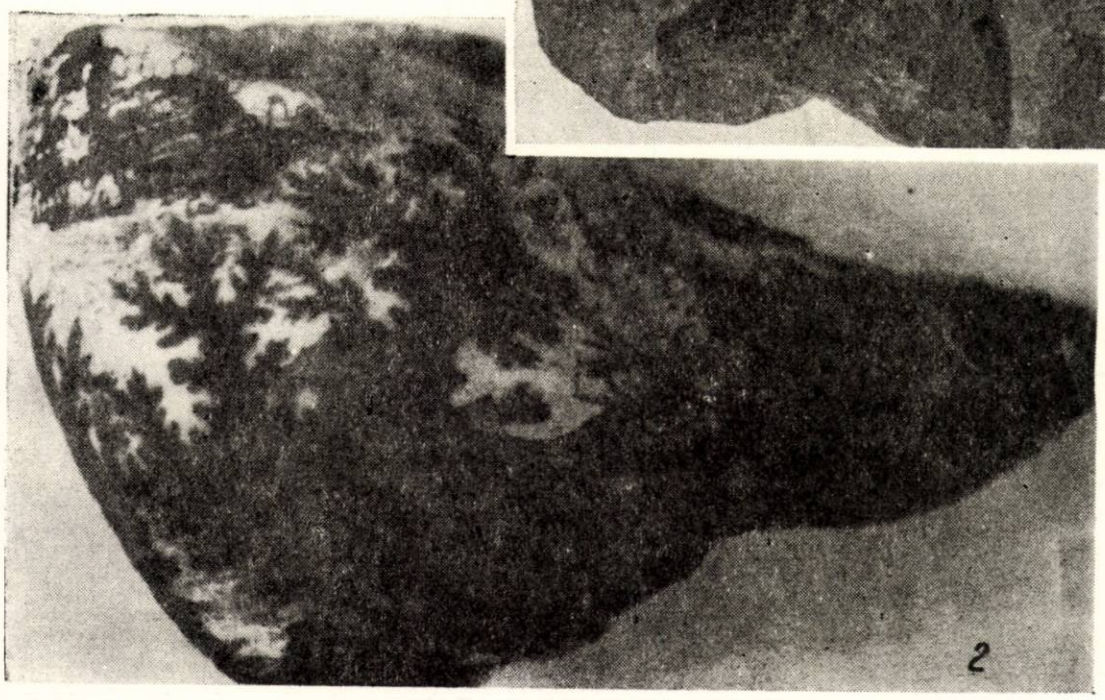
7

PLANȘA XVI

Fig. 1. — *Choffatia cobra* Waagen.
Fig. 2. — *Choffatia cobra* Waagen.
Fig. 3. — *Choffatia cobra* Waagen.

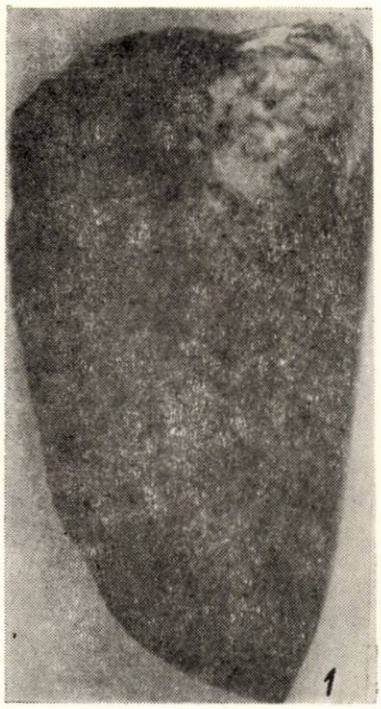
3

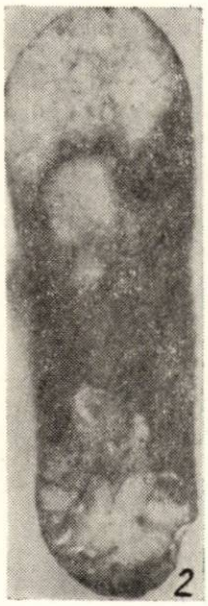
1


2

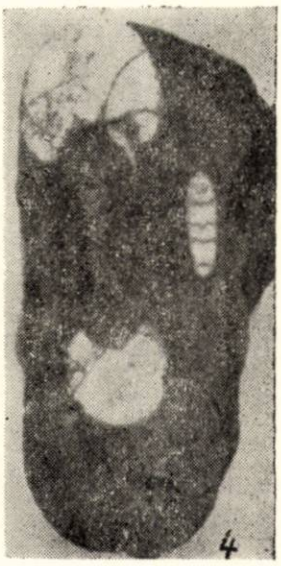
PLANȘA XVII

Fig. 1. — *Perisphinctes tenuissimus* Siem.
Fig. 2. — *Perisphinctes tenuissimus* Siem.
Fig. 3. — *Perisphinctes tenuissimus* Siem.
Fig. 4. — *Perisphinctes tenuissimus* Siem.
Fig. 5. — *Perisphinctes tenuissimus* Siem. — linia lobară.
Fig. 6. — *Perisphinctes jelski* Siem.
Fig. 7. — *Perisphinctes jelski* Siem.
Fig. 8. — *Perisphinctes jelski* Siem. — linia lobară.
Fig. 9. — *Perisphinctes jelski* Siem.
Fig. 10. — *Perisphinctes jelski* Siem.


1


2

3

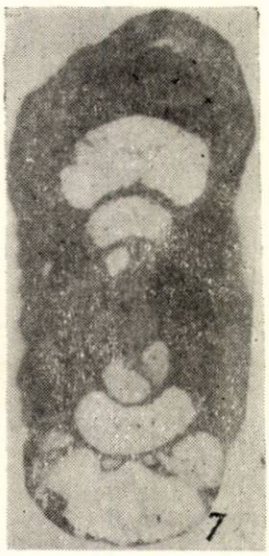

4

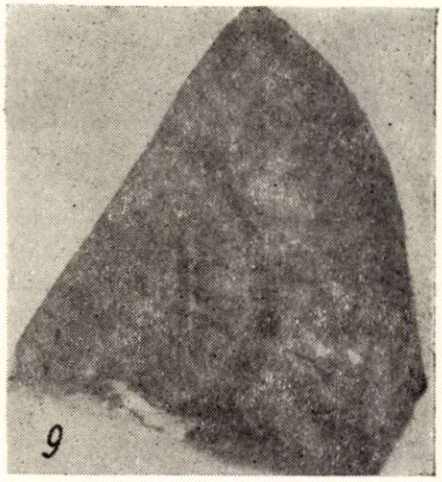
5

10

8

6

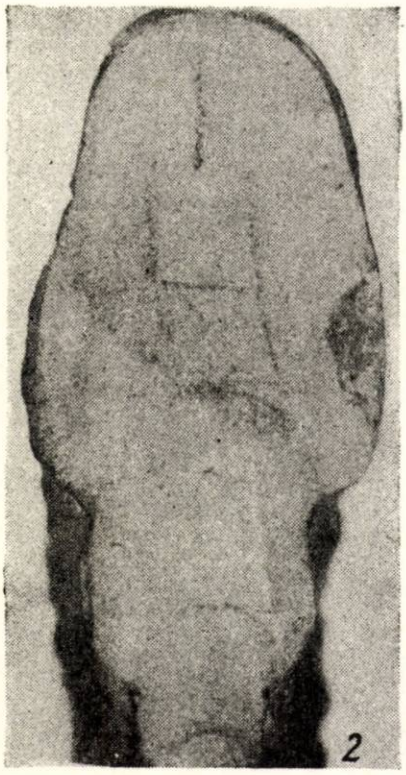

7

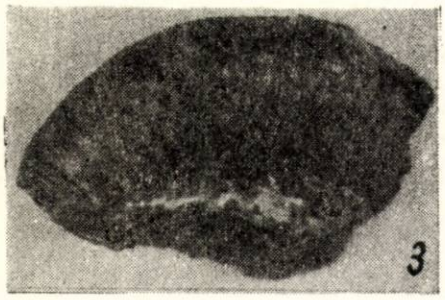

9

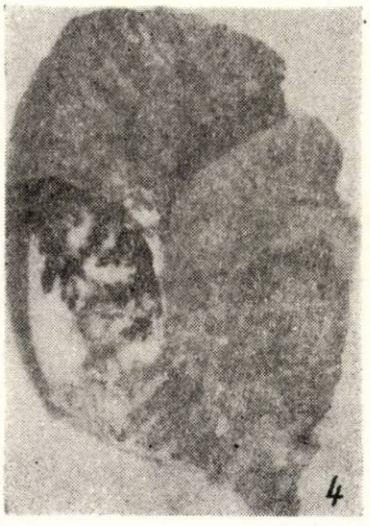
PLANȘA XVIII

Fig. 1. — *Perisphinctes leptoides* Till.
Fig. 2. — *Perisphinctes leptoides* Till.
Fig. 3. — *Perisphinctes curvicosta* Opp.
Fig. 4. — *Perisphinctes curvicosta* Opp.
Fig. 5. — *Perisphinctes curvicosta* Opp.
Fig. 6. — *Perisphinctes curvicosta* Opp.

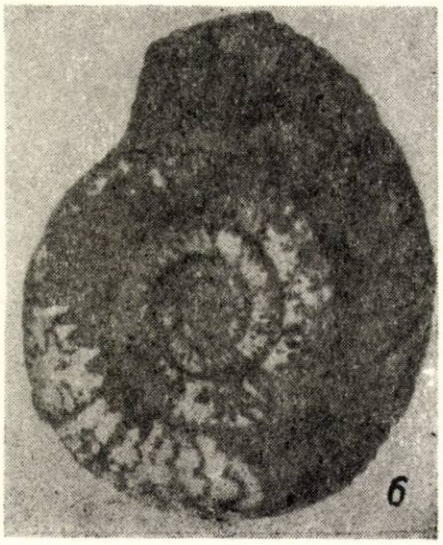
1


2


3

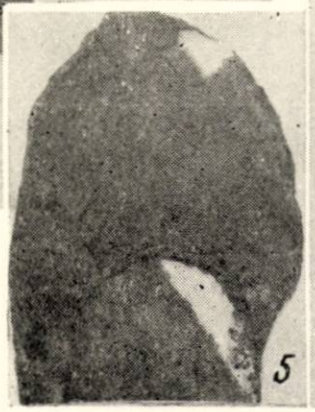

4

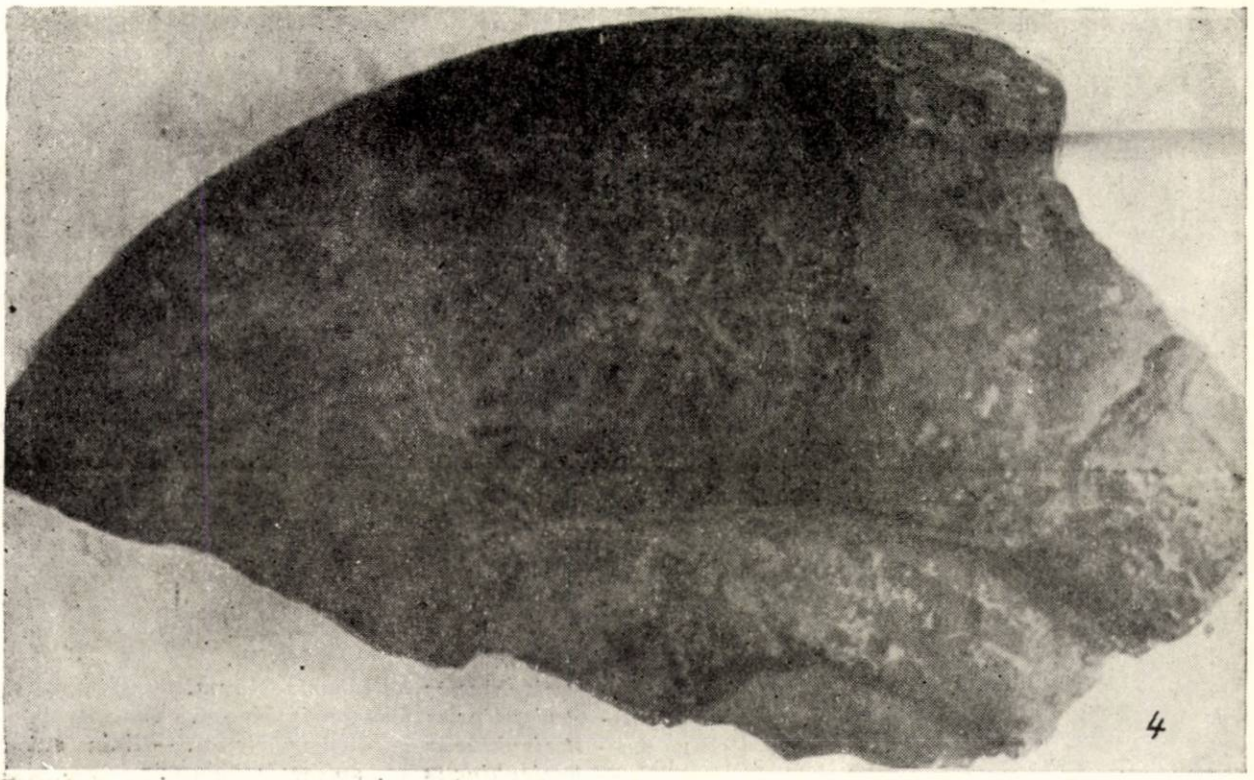
5


6

PLANȘA XIX

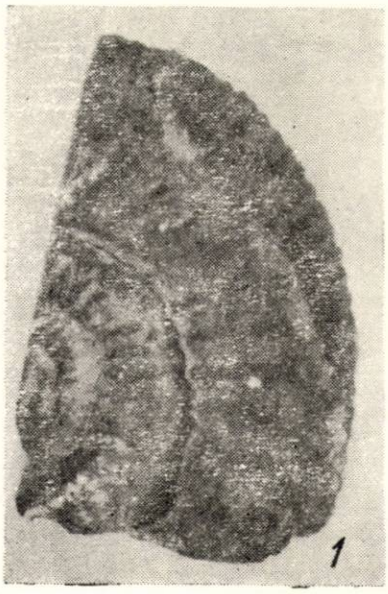
Fig. 1. — *Wagnericeras carpathicum* Patr.
Fig. 2. — *Wagnericeras carpathicum* Patr.
Fig. 3. — *Wagnericeras carpathicum* Patr. — linia lobară.
Fig. 4. — *Perisphinctes moorei* Opp.
Fig. 5. — *Perisphinctes moorei* Opp.

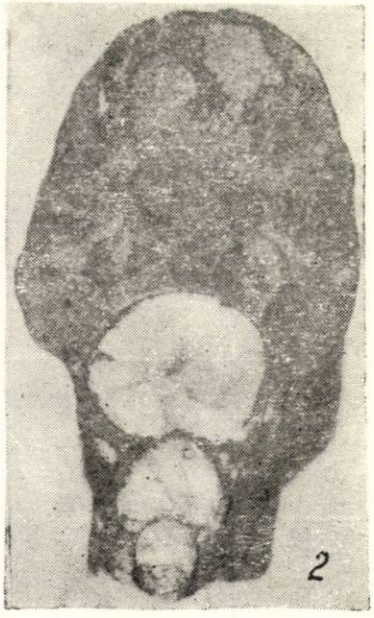


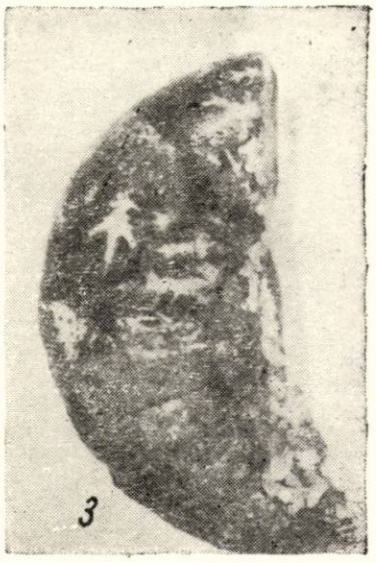


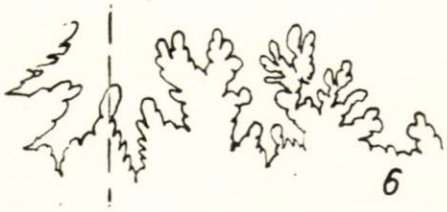
PLANȘA XX

Fig. 1. — *Perisphinctes procerus* Seeb.
Fig. 2. — *Perisphinctes procerus* Seeb.
Fig. 3. — *Perisphinctes furcula* Neum.
Fig. 4. — *Perisphinctes balinensis* Neum.
Fig. 5. — *Perisphinctes balinensis* Neum.
Fig. 6. — *Perisphinctes balinensis* Neum. — linia suturală.
Fig. 7. — *Perisphinctes* cf. *spirorbis* Neum.
Fig. 8. — *Perisphinctes* cf. *spirorbis* Neum.
Fig. 9. — *Perisphinctes* cf. *spirorbis* Neum. — linia lobară.

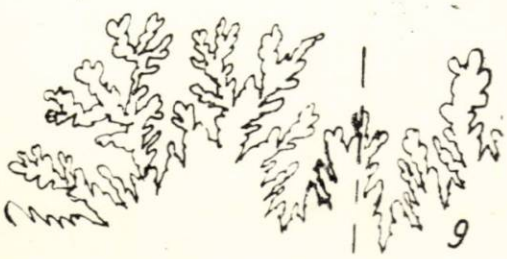

1


2

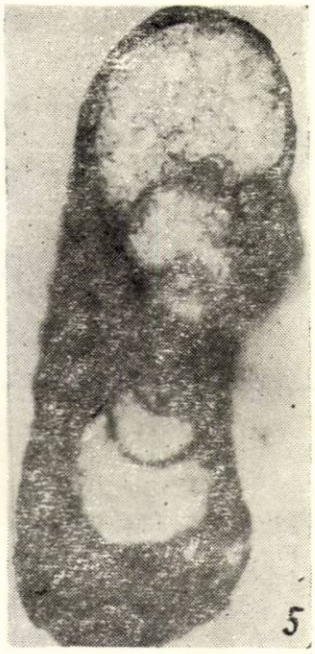

3


6

8


9

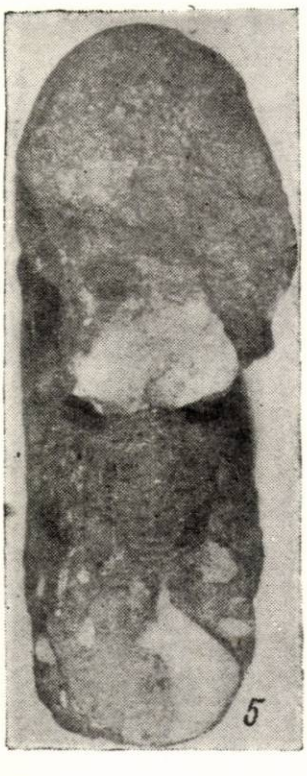
4

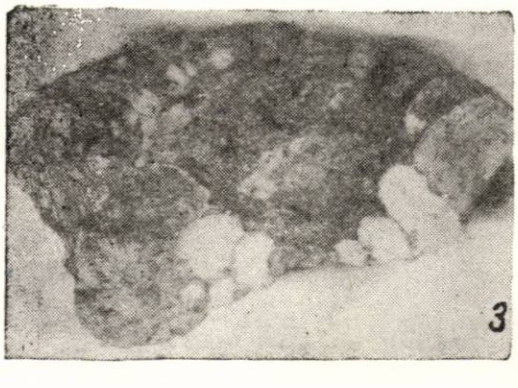

5

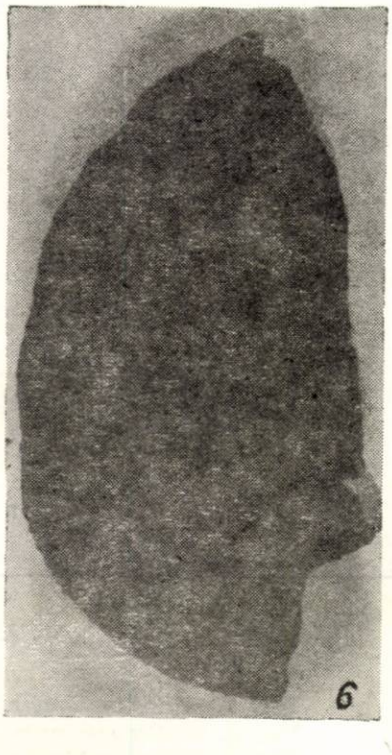
7

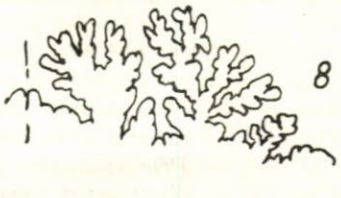
PLANȘA XXI

Fig. 1. — *Perisphinctes choffati* Par.-Bon.
Fig. 2. — *Perisphinctes choffati* Par.-Bon. — linia lobară.
Fig. 3. — *Perisphinctes choffati* Par.-Bon.
Fig. 4. — *Perisphinctes choffati* Par.-Bon.
Fig. 5. — *Perisphinctes choffati* Par.-Bon.
Fig. 6. — *Perisphinctes banaticus* (Kud.) Zitt.
Fig. 7. — *Perisphinctes banaticus* (Kud.) Zitt.
Fig. 8. — *Perisphinctes banaticus* (Kud.) Zitt.
Fig. 9. — *Perisphinctes banaticus* (Kud.) Zitt. — linia lobară.









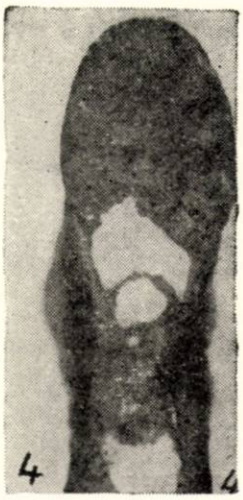
PLANȘA XXII

Fig. 1. — *Perisphinctes patina* Neum.
Fig. 2. — *Perisphinctes patina* Neum.
Fig. 3. — *Perisphinctes patina* Neum.
Fig. 4. — *Perisphinctes patina* Neum.
Fig. 5. — *Perisphinctes patina* Neum.
Fig. 6. — *Perisphinctes patina* Neum. — linia lobară.
Fig. 7. — *Perisphinctes patina* Neum.
Fig. 8. — *Prorisphinctes pseudomartinisi* Siem.
Fig. 9. — *Prorisphinctes pseudomartinisi* Siem. — linia lobară.
Fig. 10. — *Prorisphinctes pseudomartinisi* Siem.
Fig. 11. — *Wagniceras wagneri* (Oppel).
Fig. 12. — *Wagniceras wagneri* (Oppel).

1

2

3

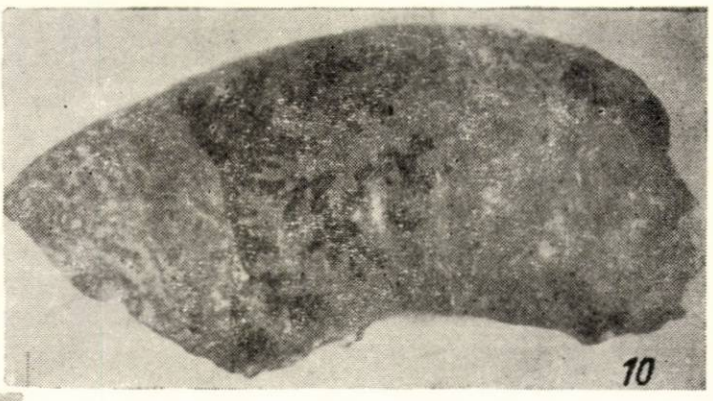

4 4

6

9

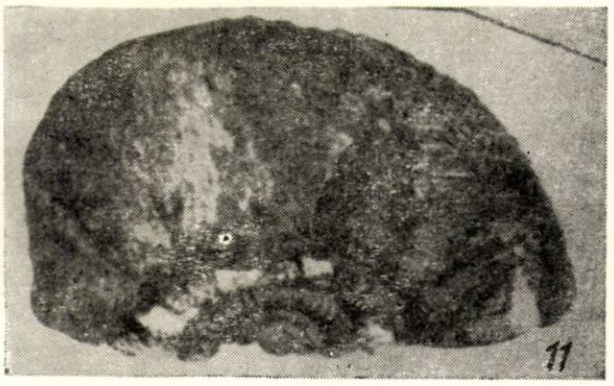
5

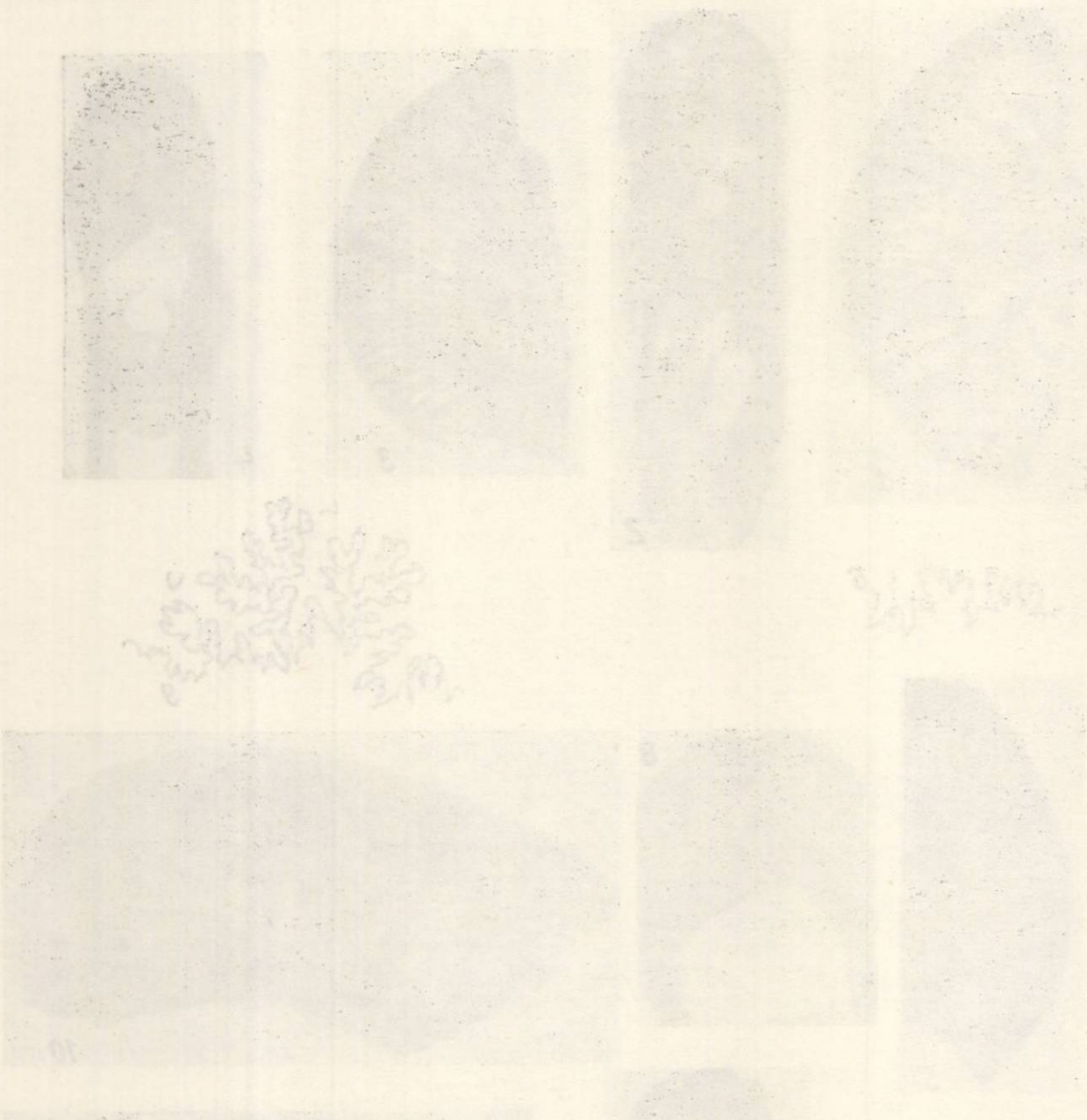
8


10

12

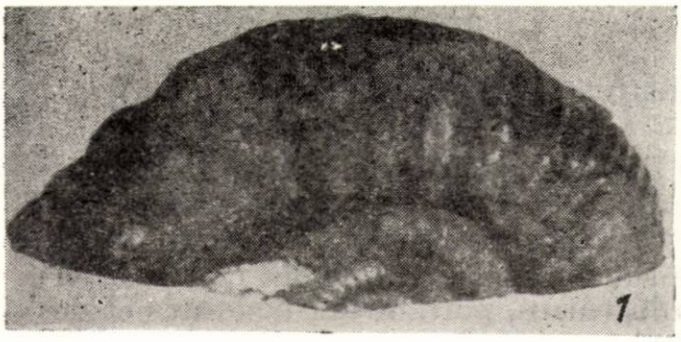
7


11

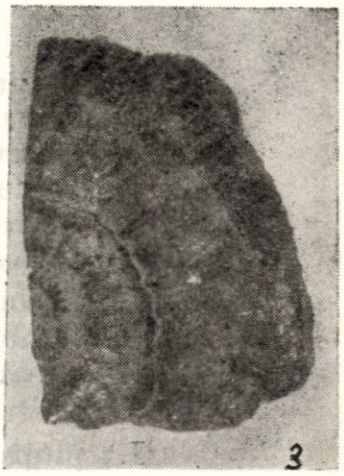


PLANȘA XXIII

Fig. 1. — *Wagnericeras wagneri* (Oppel).
Fig. 2. — *Wagenriceras wagneri* (Oppel).
Fig. 3. — *Spathia martinisi* d'Orb.
Fig. 4. — *Proplanulites koenigi* (Sow.).
Fig. 5. — *Proplanulites koenigi* (Sow.).
Fig. 6. — *Proplanulites koenigi* (Sow.).
Fig. 7. — *Proplanulites koenigi* (Sow.).
Fig. 8. — *Proplanulites congener* Waag.
Fig. 9. — *Proplanulites congener* Waag. — linia lobară.
Fig. 10. — *Proplanulites congener* Waag.


1

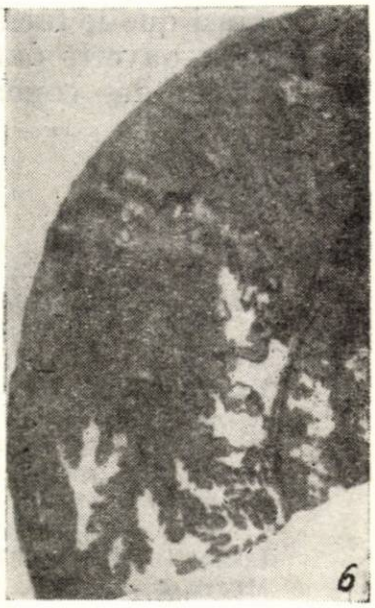
2

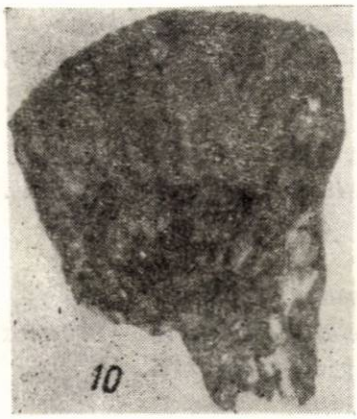

3

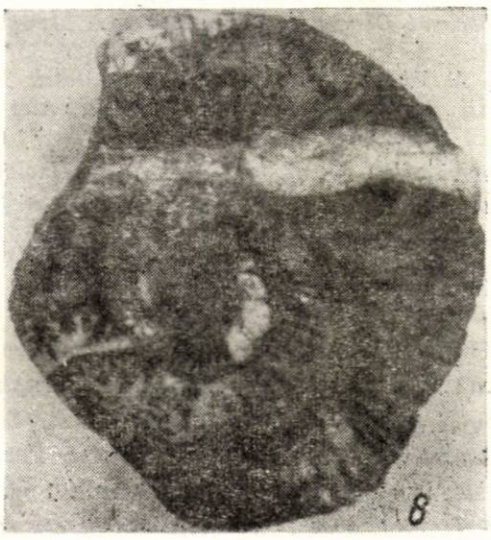
4

5

6


6


10


8

7

NOUVELLES FORMES D'AMMONOIDÉES DU DOGGER DE ŞVINIŢA-SVINECEA MARE (BANAT)

RÉSUMÉ

A Şviniţa (Banat — défilé du Danube), à Ogaşul Saraoschi, apparaissent plusieurs horizons calcaires rougeâtres, dans la succession stratigraphique suivante : à la base il y a des calcaires rouges — tirant sur le violet, à veinules en calcite, au-dessus desquels suivent des calcaires ferrugineux et des calcaires argileux rougeâtres, portant des nodosités et des zones silicifiées.

L'horizon des calcaires oolithiques ferrugineux continent une riche faune d'ammonites, dont on a pu déterminer un nombre de 22 genres et 61 espèces, par rapport à 7 genres et 13 espèces connus des travaux antérieurs, en cette zone.

La plupart des formes déterminées et décrites sont citées dans des dépôts synchrones, de l'âge bathonien. Cette riche association faunistique ainsi que le faciès pétrographique montrent l'appartenance des trois horizons ouverts dans Ogaşul Saraoschi, le ruisseau Grabenul Românesc, au faciès des couches de Klaus.

BIBLIOGRAFIE

ARKELL W. J. (1957), *Monograph of the Britisch Bathonian Ammonites*, Londra.

— (1961), *Jurskie otlojenia zemnogo şara*, Moscova.

KUDERNATSCH J. (1852), *Die Ammniten von Swinitza*, I., Viena.

FAVRE E. (1912), *Contributions a l'étude des Oppelia du Jurassique moyen*, Mem. Soc. Pal. Suisse, **28.**

JACOB D., CLICHICI O. (1957), *Cîteva forme neocomiene de amoniţi din cuibul fosilifer de la Sîrbi, reg. Hunedoara, cu o privire specială asupra dezvoltării ontogenetice a liniilor suturale*, Bul. Univ. „Babeş-Bolyai", Cluj, Seria. şt. nat., *1—2.*

JEKELIUS E. (1916), *A brassai Dogger es Malmfauna*, A Magy. Kir. Földt. Int. évkönyve, Budapesta.

LÓCZY L. (1914—1915), *A Villanyi Callovien Ammonitesek Monographiaya*, Budapesta.

MUTIHAC V. (1959), *Studii geologice în partea mediană a zonei Reşiţa—Moldova Nouă (Banat)*, Edit. Acad., Bibl. geol. paleont.

NEUMAYR M. (1870), *Jurastudien*, Jahr. der k.k. Geol. Reich.

— (1871), *Die Cephalopodenfauna de Oolithe von Balin*, Viena, **V.**

PREDA I. (1962), *Studiul geologic al regiunii Roşia—Meziad, Munţii Pădurea Craiului*, Edit. Academiei R.P.R., Bucureşti.

PIVETEAU J. (1952), *Traite de Paleontologie*, Paris, **II.**

POPOVICI HATZEG V. (1905), *Les Cephalopodes du Jurassique moyen du Mont Strunga.*

RĂILEANU GR., PELIN M. (1960), *Fauna calcarelor oolitice feruginoase din zona Şviniţa—Svinecea Mare (Banat)*, Anal. Univ. „C. I. Parhon", Seria geol.-geogr., **IX,** *23.*

ROMAN F. (1938), *Les Ammonites Jurassique et Cretacee*, Paris.

ROMAN F. (1933), *Note sur le Bathonien inferieur*, Bull. Soc. Geol. Fr., Paris, **3.**

RONCHADZE J. (1917), *Perisphinctes de l'Argovien de Chezery et de la Fancille*, Mem. Soc. Pal. Suisse, **XL,** *11.*

SIEMIRADZKI J. (1898—1899), *Monographische Beschreibung des Ammoniten*, Palaeontographica, **45.**

SIMIONESCU I. (1898), *Fauna jurasică din Bucegi*, București.
SIMIONESCU I. (1899), *Fauna calovianǎ din Valea Lupului (Rucăr)*, St. geol. paleont.
TSYTOVITCH X. (1911), *Hecticoceras de Callovien de Chezery*, Mem. Soc. Pal. Suisse, **XXXVII**.
QUENSTEDT F. A. (1887), *Die Ammoiten des Schwabischen Jura*, **I**, *Der Braun Jura*, Stuttgart.
ZITTEL K. (1869), *Bemerkungen über Phylloceras tatricum Pusch. sp.*, Jahrb. d.k.k. Geol. Reichsandstadt, **XIX**.

Primit în redacție la 18 mai 1970.

Universitatea „Babeș-Bolyai", Cluj

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA LIMITEI DINTRE TORTONIAN ȘI BUGLOVIAN DIN REGIUNEA SIC—FIZEȘ—SÎNMARTIN*

DE

MIHAI SOLCANU, DRAGOȘ TURTUREANU

55 (05)

Regiunea care face obiectul comunicării de față este situată la est de valea Someșului Mic, fiind delimitată între localitățile Sic la sud și Nireș la nord, iar la est de valea Bozieșului.

În această lucrare se vor prezenta date noi asupra stratigrafiei regiunii Sic — Fizeș — Sînmartin.

Lipsa unei macrofaune concludente, a unor repere stratigrafice continui și a deschiderilor naturale au făcut ca trasarea limitelor dintre diverse formațiuni geologice să fie extrem de grea. În lucrarea de față, pe baza studiului litofacial, a macrofaunei și a microfaunei întîlnite, s-a putut face o delimitare riguroasă a buglovianului și s-au stabilit relațiile acestuia cu formațiunile sub- și supraiacente [1].

Lucrări care se referă la geologia regiunii aparțin lui F. Hauer și Stache (1863), A. Koch (1900), L. Mrazec și E. Jekelius (1927), A. Vancea (1930 [2], 1938) și M. Ilie (1959), care contribuie la cunoașterea geologiei Bazinului Transilvaniei.

Alte lucrări, prin care autorii aduc importante contribuții la cunoașterea buglovianului din regiune, le datorăm lui A. Vancea (1960, 1965, 1967), Gr. Răileanu (1959), I. Dumitrescu [3], N. Mészáros și A. Nicorici (1962).

---

* Comunicare prezentată în ședința din anuarie 1971.

[1] Analizele microfaunistice și palinologice au fost făcute de către I. Costea și N. Balteș.

[2] A. Vancea (1930), *Cercetări geologice în cîmpul Dumbrăvioara*, arh. M.M.P.G.

[3] I. Dumitrescu (1948), *Raport geologic asupra regiunii Gherla—Dej—Iliușa*, arh. M.M.P.G.

După 1960, geologii din industria petrolului [4] au executat cercetări geologice în regiunea de la est de Cluj.

I. STRATIGRAFIA

Depozitele sedimentare din regiune au fost semnalate pentru prima dată de A. Koch (1900) sub denumirea generică de „strate de Cîmpie". Acestea ar cuprinde depozitele situate între tuful de Dej și tuful de Ghiriș, acordîndu-li-se vîrsta helveţian-tortoniană. I. Dumitrescu (1948) [5] și Gr. Răileanu (1959) le atribuie vîrsta tortonian — buglovian — sarmaţian inferior.

În regiunea cercetată am separat depozite ce aparţin tortonianului, buglovianului și sarmaţianului.

Tortonianul. Depozitele tortoniene, caracteristice unui regim marin de mică adîncime și unui regim lagunar, sînt constituite, în general, din brecii cu masive de sare, marne, nisipuri și gresii cu numeroase intercalaţii de tufuri vulcanice. Acestea sînt cuprinse între tuful de Dej în bază și de nivelul cu *Syndesmia* și *Cibicides lobatulus* situat în baza tufului de Borșa — Iclod.

În cadrul acestor depozite se pot separa următoarele complexe: complexul breciei cu masive de sare și complexul marnos.

1. *Complexul breciei cu masive de sare* se dezvoltă în partea vestică a regiunii, de-a lungul anticlinalului Sic—Buneşti. Pe acest aliniament apar la zi mai multe nuclee diapire cu masive de sare, dintre care amintim: nucleul diapir sud Sic, care se individualizează între extremitatea sudică a localităţii Sic și gura văii Toba; nucleul diapir est Sic, situat în partea nord-estică a localităţii Sic, se urmăreşte între dealul Cipan și cursul superior al văii Bistriţa; în acest nucleu sarea apare la zi pe anumite porţiuni, iar în alte puncte ea a fost deja exploatată; nucleul diapir Valea Sărată apare la zi pe valea cu același nume, avînd o amploare mult mai mică.

Acolo unde brecia cu masive de sare nu apare la zi din cauza depozitelor cuaternare, conturarea acestora se poate face după apariţia izvoarelor sărate și a vegetaţiei specifice de *Salicornia*.

Brecia sării este constituită din fragmente din marne cenușii-negricioase, care alcătuiesc o masă plastică în care sînt împlîntate fragmente semirulate de gresii și tufuri dacitice. Marnele conţin următoarea asociaţie microfaunistică: *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerina triloba* Reuss, *G. triloculinoides* Plummer, *Rhabdamina abyssorum* M. Sars, *Globotruncana linneana* d'Orb., *Globorotalides michelianiana* d'Orb., *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Quinqueloculina laevigata* d'Orb., *Ammodiscus incertus* d'Orb., *Haplophragmoides coalingensis* Cush. și Hanna, *Uvigerina pygmaea* d'Orb.,

---

[4] I. Pătruţ și V. Aghiorghiesi (1951), *Raport geologic asupra depozitelor sedimentare din partea de NV a Transilvaniei*, arh. M.M.P.G.; I. Gräf și C. Gräf (1964), *Cercetări geologice în regiunea Jucu—Buza—Mociu*, arh. M.M.P.G.

M. Solcanu și E. Andreescu (1961), *Cercetări geologice în regiunea Apahida—Dej*, arh. M.M.P.G.

M. Solcanu și Gh. Mitrea (1964), *Raport final asupra cercetărilor geologice în regiunea Sic—Tentea*, arh. M.M.P.G.

[5] *Op. cit.*, pct. 3.

Nodosaria sp., prisme de inocerami, microsclere de spongieri, care, exceptînd unele forme remaniate din cretacic, este caracteristică pentru tortonianul superior.

În cuprinsul acestei brecii sedimentare, sarea se prezintă sub formă de masive lenticulare, alteori este diseminată, dînd numeroase izvoare sărate. Acest mod de apariție se urmărește de-a lungul anticlinalului Sic, unde brecia cu masive de sare este însoțită de fenomenul clasic al diapirismului.

Prin deplasarea maselor plastice din breciile cu sare s-au creat anumite zone depresive, în care ulterior s-au format lacuri de apă dulce provenite din pînzele freatice, cum ar fi Ciucaș și lacul Balta Nouă (fig. 1).

2. *Complexul marnos.* Peste brecia cu masive de sare urmează un pachet de marne cenușii-vinețiu și argile negre, șistoase, cu eflorescențe de sulf și cu frecvente intercalații decimetrice de tufuri dacitice, unele ajungînd la peste 1,5 m grosime. Acest pachet, pe valea Ungurașului, în dreptul localității Nireș, conține numeroși radiolari și impresiuni de plante incarbonizate. Deasupra urmează un pachet de marne cenușii-gălbui, cu filme de gips, cu intercalații subțiri de gresii și nisipuri, care comportă mai multe intercalații de tufuri dacitice. Dintre ele, este de reținut tuful de Bunești, cu o grosime de peste 6 m, care se urmărește pe flancul vestic al anticlinalului Sic și care constituie un bun reper cartografic. Denumirea acestui tuf a fost acordată pentru prima dată de I. Dumitrescu (1948) [6] după localitatea cu același nume. Sub microscop, roca apare cu structură vitrocristaloclastică, cu numeroase fragmente de sticlă, care alcătuiesc masa vitroasă a rocii. Roca conține frecvente devitrificări și fragmente de cristale de cuarț, feldspat, biotit și clorit. Lipsa aportului de material terigen sugerează ideea că acest tuf s-a depus în condiții subaeriene sau într-un mediu acvatic foarte puțin adînc. Analizele palinologice din acest tuf pun în evidență următoarea asociație: *Inaperturipolinites* (tip), *Juglandaceae*, *Fagus silvatica* L., *Carya aquatica* Nult., *Fagaceae*, *Fithodiscus* (*granulatus*) sp., *Pterospermopois* (tip), dinoflagelate nedeterminate, care indică vîrsta tortoniană superioară a tufului de Bunești. Urmează un pachet marnos cu intercalații decimetrice de nisipuri, care se urmărește de-a lungul anticlinalului Sic, între localitățile Sic și Gherla, iar în versantul drept al Someșului Mic, între Hășdate și Iclozel. Acest pachet se afundă treptat la est, sub depozitele bugloviene, reprezentînd partea superioară a tortonianului. Este constituit predominant din marne cenușii, iar subordonat conține intercalații centimetrice de gresii calcaroase curbicorticale, filme și lamele de gips, precum și intercalații subțiri de tufuri dacitice. Către partea superioară a pachetului, intercalațiile de gresii și nisipuri devin din ce în ce mai frecvente, care pe valea Bistrița și valea Dorna Mică au peste 2,5 m grosime.

În general, aceste depozite conțin o macrofaună extrem de săracă, dintre care amintim doar impresiuni de pești, exemplare de *Ostrea cohlear* Poli și vertebre de crocodilieni. Conținutul micropaleontologic pune în evidență următoarea asociație: *Bulimina aculcata* d'Orb., *Bathisiphon filiformis* Sars, *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. triloba* Reuss, *G. triloculina*

[6] *Op. cit.*, pct. 3.

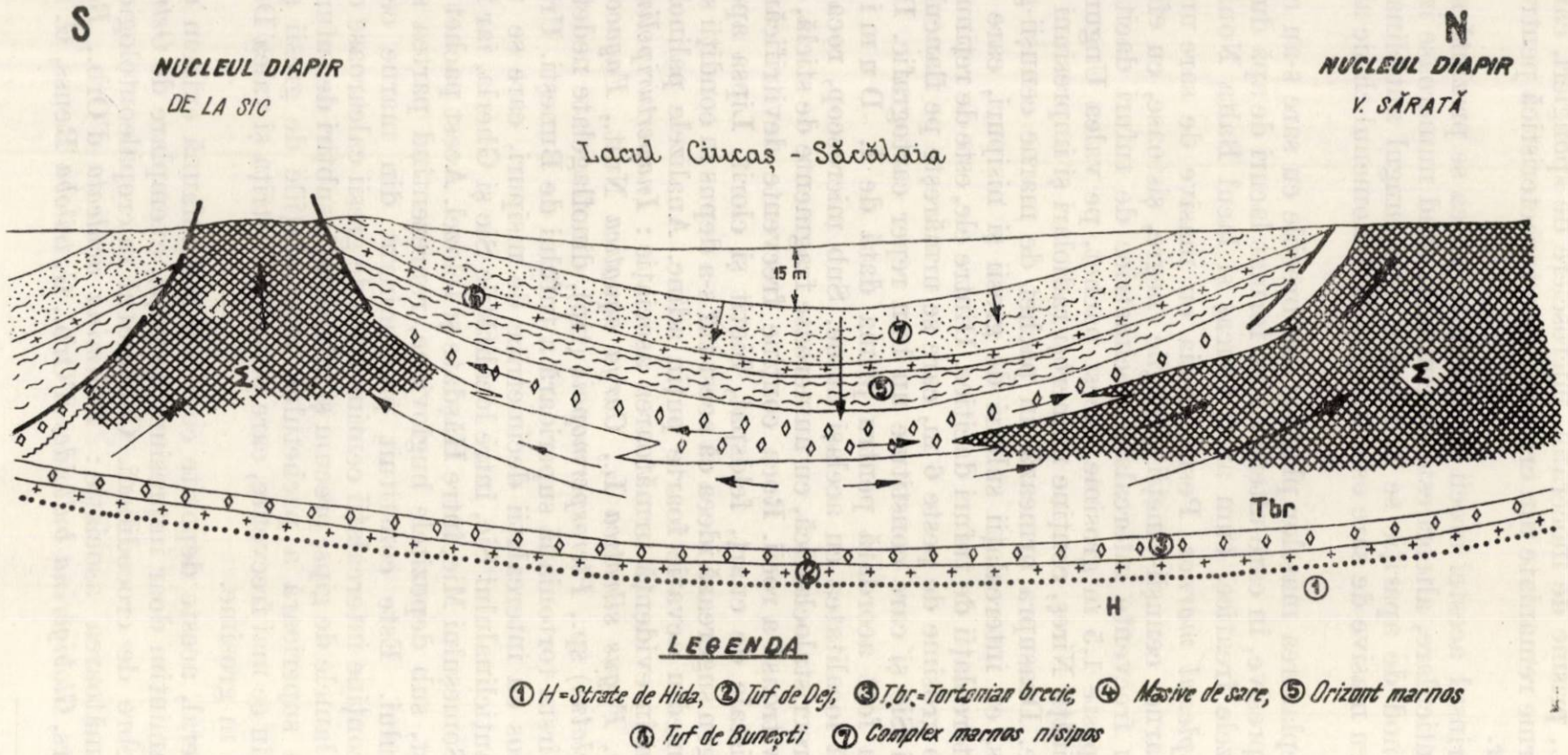


Fig. 1. — Dinamica formării nucleelor diapire Sic și Valea Sărată. Originea formării lacului Ciucaș — Săcălaia.

Plummer, *Spirialis subtarchanensis* (Jyjcenco), *Spirialis hospes* Rolle, *Spirialis koeneni* Kittl, *Candorbulina unicrosa* Jedlitshka, *Rhabdamina abyssorum* Brady, *Textularia mariae* d'Orb., *Sphaeroidina austriaca* d'Orb., *Valvulineria marmoroschiensis* Pischonnova, *Nonion soldanii* d'Orb., *Sphaeroidina bulloides* d'Orb., *Uvigerina pygmaea* d'Orb., care este caracteristică tortonianului superior, fiind identică cu cea din marnele cu *Spirialis* din Subcarpații Munteniei (fig. 2).

Buglovianul. În continuitate de sedimentare urmează depozitele bugloviene, care apar pe versanții văilor principale, acolo unde eroziunea le-a scos la zi de sub cuvertura depozitelor sarmațiene. Ele sînt constituite în bază dintr-un pachet de marne cenușii în plăcuțe, cu intercalații subțiri de gresii, nisipuri și gresii tufacee, care apar bine dezvoltate în malul drept al Someșului Mic, între Hășdate și Iclozel. Pe valea Borșa, la circa 25 m sub tufui de Borșa, gresiile tufacee conțin : *Abra reflexa* Eichw., *Abra* aff. *alba* Sin., *Ervilia* sp. și numeroase impresiuni de plante incarbonizate. Probele micropaleontologice recoltate din aceste puncte pun în evidență forme de : *Cibicides lobatulus* Walker et Jacob (erupție), *Nonion soldanii* d'Orb., *Nonion subgranosum* Egger, *Elphidium crispum* Linné, *Sphaeroidina austriaca* d'Orb., *Textularia mariae* d'Orb. Această asociație împreună cu formele de *Abra alba*, *Abra reflexa* și *Ervilia* sp. au o importanță deosebită din punct de vedere stratigrafic, deoarece prezența lor marchează momentul cînd începe trecerea de la regimul marin la cel salmastru, corespunzînd buglovianului. Pachetul marnos cu fauna menționată se poate echivala cu complexul C, separat de N. Mészáros și A. Nicorici (1962) în regiunea Turda — Cluj, conținînd o asociație microfaunistică asemănătoare.

Deoarece acest nivel este situat în baza tufului de Borșa, pe hartă s-a considerat limita inferioară a buglovianului la baza tufului de Borșa-Iclod, acesta constituind un foarte bun reper cartografic. A. Vancea (1960) trasează limita inferioară a buglovianului acolo unde formațiunea marnoasă conține ultimele exemplare de *Spirialis sub tarchanensis* (Jyjcenko), în timp ce Gr. Răileanu (1959) atribuie vîrsta bugloviană marnelor situate peste tufui de Borșa.

Tufui de Borșa se dezvoltă ca orizont-reper și se întîlnește pe valea Borșa și pe ambii versanți ai Someșului Mic, între Hășdate și Iclozel, precum și pe flancul vestic al anticlinalului Sic, unde au o poziție verticală sau răsturnată. Acest tuf este constituit în bază din 2 m de tuf grezos cu biotit, glauconit, cu zone de silicifieri, conținînd numeroase impresiuni de plante incarbonizate (*Phragmites*, *Pinus tamrocensis* Tutzon), citate de Gr. Răileanu (1959), care suportă o alternanță de marne și gresii tufacee de 1,5 m grosime, peste care urmează 3 m de marne tufacee. Acestea suportă apoi un banc de 0,8 m de tuf dacitic, grezos.

În baza tufului de la Iclozel au fost întîlnite exemplare de *Abra reflexa* Eichw. și *Abra alba* Sin. Forme de *Syndesmia* sînt citate și de către Gr. Răileanu (1959) în complexul marnos situat peste tufui de Borșa, iar A. Vancea (1960) le-a întîlnit deasupra tufului de Ghiriș, ceea ce denotă că aceste forme urcă pînă în sarmațianul inferior. Analizele palinologice au pus în evidență *Leiosphaeridium translucens*, alături de *Pinaceae*, forme ce sînt caracteristice pentru tortonian superior-buglovian.

TABEL CU RĂSPÎNDIREA ȘI FRECVENȚA MICROFAUNEI DIN TORTONIANUL MEDIU ȘI SUPERIOR DIN REGIUNEA SIC - FIZEȘ - SÎNMARTIN

DENUMIREA / RĂSPÎNDIREA	To.br.	To.sup.	Sic	Y.Sărată	Nireș
Ammodiscus incertus d'Orb.	○		+		+
Bathysiphon filiformis M.Sars	△		+	+	+
Bulimina aculeata d'Orb.	○	○	+		+
Bulimina elongata d'Orb.		○	+	+	+
Bathysiphon carapitanus Hedberg	○	○	+	+	+
Cibicides conoideus (Czjzek)		○	+	+	
Candorbulina unicrosa Jedlitschka	○		+		+
Candorbulina universa Jedlitschka	○		+	+	+
Discorbis Valvulineria saulcii d'Orb.	△		+		+
Globotruncana linnaeana d'Orb.	○		+	+	+
Cloborotalides miecheliniana d'Orb.	○		+		+
Globorotalides triloba Reuss	○		+		+
Globigerina triloculinoides Plummer	○	○	+	+	+
Globigerina tarchanensis Subbotina	○		+	+	+
Globigerina bulloides d'Orb.	●	●	+	+	+
Globigerina triloba Reuss	●	●	+	+	+
Globigerina dubia Egger	○		+	+	
Globigerinoides rubrus d'Orb.	●		+		+
Haplophragmoides coalingensis Cush.et Hanna	○	○	+	+	
Lenticulina rotulata Lammarck	△		+	+	
Microsclere de spongieri	○	○	+	+	+
Miliolina gracilis (Karrer)	○	○	+	+	+
Miliolina ungeriana d'Orb.	○	○	+	+	+
Menestho sp.	○	○	+	+	+
Martinottiella communis d'Orb.	△		+		+
Valvulineria saulcii d'Orb.	□	□	+	+	+
Miliolina angustioris Bogdanovicz	○		+	+	+
Miliolina akneriana d'Orb.	○	○	+	+	+
Nodosaria sp.	○		+	+	+
Pelosina complanata	○		+	+	+
Prisme de inocerami	○	○	+	+	+
Rhabdaminina abissorum M.Sars	○	○	+	+	+
Spirialis subtarchaensis (Jycenco)		○	+	+	+
Spirialis hospes Rolle	△		+		+
Spirialis koeneni Kitl.	△	△	+		+
Spiroloculina tenuis (Czjzek)	○	○	+	+	+
Textularia mariae d'Orb.	○	○	+	+	+
Uvigerina asperula (Czjzek)	○	○	+	+	+
Uvigerina urnula (Czjzek)	○		+	+	+
Uvigerina semiornata (d'Orb)	○		+		+
Uvigerina pygmaea d'Orb.	○				+
Quinqueloculina seminulum (Linné)	○		+	+	+

Legendă

● Foarte frecvent ○ Fregvent
△ Rar □ Foarte rar.

Fig.. 2

1. *Complexul marnos* se dezvoltă în continuitate de sedimentare peste tuful de Borșa — Iclod, fiind constituit din marne cenușii, în plăcuțe, cu frecvente filme de gips și impresiuni de plante. Marnele conțin și intercalații subțiri de nisipuri și gresii curbicorticale, care predomină către partea sa superioară (pe văile Necula, Săcălaia). La diferite nivele, acest complex comportă mai multe intercalații subțiri de tufuri dacitice. În general, fosilele sînt destul de rare. Se citează doar cîteva exemplare de *Abra reflexa* Eichw., *Ervilia pussila* Phill., *Ervilia trigonula* Sock., *Ervilia* aff. *podolica* Eichw., întîlnite pe valea Fizeșului și valea Năsal.

Analizele de microfaună din acest complex pun în evidență asociația : *Bolivina apathulata* Kill, *Bolivina aculeata* d'Orb., *Cibicides lobatulus* Walker et Jacob, *Cibicides pseudoungerianus* Cuch, *Nonion soldanii* d'Orb. De remarcat faptul că *Cibicides lobatulus* înregistrează o mare abundență, ceea ce reprezintă un fapt caracteristic pentru buglovian. Complexul marnos apare bine dezvoltat pe valea Iclozel, valea Fizeșului și valea Hosu.

La partea superioară a complexului marnos, iar alteori chiar la limita dintre complexul marnos și complexul nisipos, se individualizează un banc de tuf dacitic, gros de 2—4 m, denumit tuful de Gădălin. El apare bine dezvoltat în Dealul Mînăstirii și pe valea Necula, iar spre est pe valea Țentea. Prezența acestuia a fost semnalată și în sonda 5 Puini, la 250 m sub tuful de Ghiriș, fapt care confirmă poziția lui stratigrafică menționată.

Dacă ținem seama de faptul că A. Vancea (1960) și M. Ilie (1959) semnalează tuful de Hădăreni la 250 m sub tuful de Ghiriș, rezultă că tuful de Gădălin poate fi un echivalent al tufului de Hădăreni.

2. *Complexul nisipos.* Peste complexul marnos urmează concordant complexul nisipos, care apare bine dezvoltat în Dealul Mînăstirii și pe valea Săcălaia, iar pe valea Hosu el stă direct pe tuful de Gădălin. Este constituit din bancuri metrice de nisipuri fine, micacee, cu impresiuni de plante, separate între ele prin intercalații de 1 — 2 m de marne nisipoase.

Urmărind dezvoltarea litofacială a complexului nisipos, se constată că bancurile de nisipuri sînt mult mai dezvoltate și mai numeroase în partea vestică a regiunii (valea Necula, valea Săcălaia) și scad treptat ca număr și grosime în partea de est, în dauna intercalațiilor marnoase. În cuprinsul complexului nisipos macrofauna este foarte săracă. S-au întîlnit doar specii de *Ervilia pussila* Phill., *Ervilia trigonula* Sock. și *Ervilia dissita* pe văile Fizeșului, Năsal și la est de localitatea Chechiș. În schimb, analizele de microfaună pun în evidență peste 50 de forme, dintre care citățm : *Elphidium macellum* Ficht. et Moll, *Elphidium advenum* Cush., *Cibicides lobatulus* Walker et Jacob, *Nonion granosum* d'Orb., *Nonion subgranosum* (Egger), *Cibicides dutemplei* d'Orb., *Elphidium crispum* Linné (fig. 3).

Analizele microfaunistice efectuate din partea cea mai superioară a complexului nisipos au pus în evidență dispariția formelor de *Cibicides lobatulus* Walker et Jacob și o frecvență tot mai mare a formelor de : *Elphidium macellum* Ficht. et Moll, *Elphidium advenum* Cush., *Nonion granosum* d'Orb., *Cassidulina crassa* d'Orb., *Cibicides ungerianus* d'Orb., *Globorotalia crassula* Cush. Majoritatea acestor forme sînt comune cu cele întîlnite în pachetul marnos-nisipos situat peste tuful de Ghiriș, forme specifice sarmațianului inferior și mediu (volhinian-bessarabian).

TABEL CU RĂSPÎNDIREA ȘI FRECVENȚA MICROFAUNEI BUGLOVIENE DIN REGIUNEA SIC

DENUMIREA SPECIILOR / RĂSPÎNDIREA	BUGLOV. INFERIOR	BUGLOV. SUPERIOR	SIC	FIZEȘ	DIVICIORI
Amonia beccarii (Linné)		●		+	+
Bulimina buchiana d'Orb.	○		+	+	
Bulimina elongata d'Orb.	○	○	+	+	+
Bulimina aculeata d'Orb.	○	□	+	+	
Bulimina inflata Sequenza	○	○	+	+	+
Bulimina ovata d'Orb.	○	○	+	+	+
Bolivina punctata d'Orb.	△		+	+	
Bolivina danvilensis Howe et Walace	△	○	+	+	+
Cibicides compideus Czizek	○	○		+	+
Cibicides bulloides d'Orb.	○		+	+	+
Cibicides lobatulus d'Orb.	●		+	+	+
Cibicides dutemplei d'Orb.		○	+	+	+
Cibicides pseudoungerianus Cush.		□	+	+	+
Cenosphaera vesparia Haeckel	○	○	+	+	+
Cytherideis curvata (Bosquet)	△		+		
Cassidulina oblonga Reuss		○	+	+	+
Cassidulina bradyi Serova	□		+	+	
Discorbys (Valvutineria) saulcii d'Orb.		○		+	+
Elphidium macelum (Fich. et Moll.)		●	+	+	+
Elphidium crispum Linné	○	○	+	+	+
Globigerina buloides d'Orb.		○		+	
Globigerina triloba Reuss		○	+	+	+
Globorotalia crasula Cush. et Stew.	○		+		
Globorotalia scitula Brady	○		+	+	+
Globulina gibba d'Orb.	○		+	+	+
Globigerinoides triloba Reuss	○		+	+	
Globigerinoides rubriformis Subbotina	○		+	+	
Lagena globosa (Montagu)		○	+	+	+
Lagena sulcata Walker		△	+	+	+
Lagena aspera Reuss	○	○	+	+	+
Miliolina lacvigata d'Orb.	○	○	+	+	+
Miliolina ungeriana d'Orb.	○		+	+	+
Miliolina inflata d'Orb.	○		+	+	+
Nonion subgranosum Egger		○		+	+
Nonion granosum d'Orb.	○	○		+	+
Nonion soldanii d'Orb.	○	○	+	+	+
Nodosaria bronniana Neug.	○	○	+	+	+
Nodosaria variabilis Neug.		○		+	+
Nodosaria rudis d'Orb.		○		+	+
Nodosaria stipilata Reuss		○		+	+
Nodosaria ehrenbergiana Neug.		○		+	+
Orbulina universa d'Orb.	○	○		+	+
Orbulina biloba d'Orb.	○	○		+	+
Planulina wuellerstorfi (Schw.)	○			+	+
Uvigerina semironata d'Orb		□		+	+
Uvigerina esperula Czizek	○	○	+	+	+
Uvigerina urnula d'Orb.	□		+	+	
Uvigerina pigmea d'Orb.	○		+	+	
Uvigerina pitidula Schwager	○		+	+	
Quinqueloculina laevigata d'Orb.	○		+		
Quinqueloculina oblonga Montagu	△		+		
Quinqueloculina subrotunda Montagu	△		+		

Fgi 3

TABEL CU RĂSPÎNDIREA ŞI FRECVENŢA MICROFAUNEI DIN SARMAŢIANUL INFERIOR DIN REGIUNEA SIC-FIZEŞ-SÎNMARTIN

DENUMIREA SPECIILOR / RĂSPÎNDIREA	FRECVENŢA	DIVICIORII MICI	SĂCĂLAIA GORONIŞ
Ammonia beccarii (Linné)	○	+	+
Bulimina aculeata d'Orb.	○	+	+
Bulimina buchiana d'Orb.	○	+	+
Bulimina elongata d'Orb.	○	+	+
Bulimina inflata Sequensa	□	+	+
Bulimina ovata d'Orb		+	+
Bulimina pineiformis (Soldani)	△	+	+
Bulimina pyrnia d'Orb.	□	+	+
Cenosphaera vesparia Haeckel	△		
Discorbis (Valvuliveria) saulcii d'Orb.		+	+
Elphidium macellum Fichtel et Moll.	●	+	+
Elphidium advenum Cush.	△	+	+
Elphidium aculeatum d'Orb.	○	+	+
Elphidium katenglensis Voloschinova	○	+	+
Erycina pertucida Lamarck	●	+	+
Globigerina triloba Reuss	○	+	+
Globigerinoides triloba Reuss	△	+	+
Globigerinoides rubriformis Subbotina	○	+	+
Globulina gybba d'Orb.	△		+
Lagena globosa (Montagu)	△		+
Lagena sulcata Walner	△		+
Quinqueloculina seminula (Linné)	○	+	+
Miliolina laevigata d'Orb.	△		+
Miliolina gracilis (Karrer)	○	+	+
Miliolina akneriana d'Orb.	△		+
Marginulina insoleta (Schwager)	△		+
Marginulina aculeata Neug.	△		+
Nodosaria gracilis Neug.	△		+
Nodosaria variabilis Neug.	△		+
Nodosaria cziczeckiana Neug.	△		+
Nodosaria rudis d'Orb.	△	+	+
Nonion granosum d'Orb.	○	+	+
Nonion subgranosum Egger	○	+	+
Nonion soldanii d'Orb.	○	+	+
Orbulina universa d'Orb.	△	+	+
Orbulina biloba d'Orb.	△		+
Uvigerina mexicana Nuttall	○	+	+
Oase de peşti	●	+	+
Spiculi silicioşi de spongieri	○	+	+
Glauconit	○	+	+
Frustule de diatomee	○	+	
Fructificaţii de plante superioare	○	+	+
×Globigerina bulloides d'Orb..	○	+	+

Fig. 4

Pe baza acestor asociaţii menţionate se poate considera că între buglovianul şi sarmaţianul întîlnit în regiune există continuitate de sedimentare, limita dintre acestea înscriindu-se la baza tufului de Ghiriş. Această continuitate de sedimentare este mai evidentă spre centrul bazinului, fapt ce a putut fi constatat prin lucrările de foraj.

Sarmaţianul. Depozitele sarmaţiene ocupă o suprafaţă restrînsă, urmărindu-se în lungul unor zone sinclinale, alcătuind înălţimile cele mai proeminente din regiune. În cuprinsul sarmaţianului au fost făcute următoarele separaţii : tuful de Ghiriş, complexul nisipos-marnos.

Tuful de Ghiriş este situat în baza sarmaţianului, reprezentînd reperul stratigrafic de la limita sa cu buglovianul. Acest tuf de 1—5 m grosime este alcătuit din bancuri de 2 m de tuf dacitic cu intercalaţii de marne cenuşii, tufacee. În secţiuni subţiri, tufurile prezintă o remarcabilă asemănare în ceea ce priveşte structura şi compoziţia sa mineralogică cu celelalte nivele de tufuri dacitice din buglovian. Am amintit anterior că la 10 m sub acest tuf, marnele şi nisipurile conţin forme de *Ervilia dissita dissita* (Eichw.) şi *Ervilia trigonula* Sock. Analizele micropaleontologice pun în evidenţă forme de : *Elphidium macellum* (Fich. et Moll), *Cibicides ungerianus* d'Orb., *Cassidulina crassa* d'Orb., *Nonion granosum* d'Orb., *Globorotalia aculeata* d'Orb., *Cassidulina margareta* Karrer, care atestă vîrsta sarmaţian inferioară (volhinian) a acestui pachet (fig. 4). Totuşi, limita inferioară a sarmaţianului am trasat-o în baza tufului de Ghiriş, deoarece acesta reprezintă un reper stratigrafic-constant şi unanim recunoscut de antecercetători (Gr. Răileanu 1959; A. Vancea, 1960; M. Ilie, 1959).

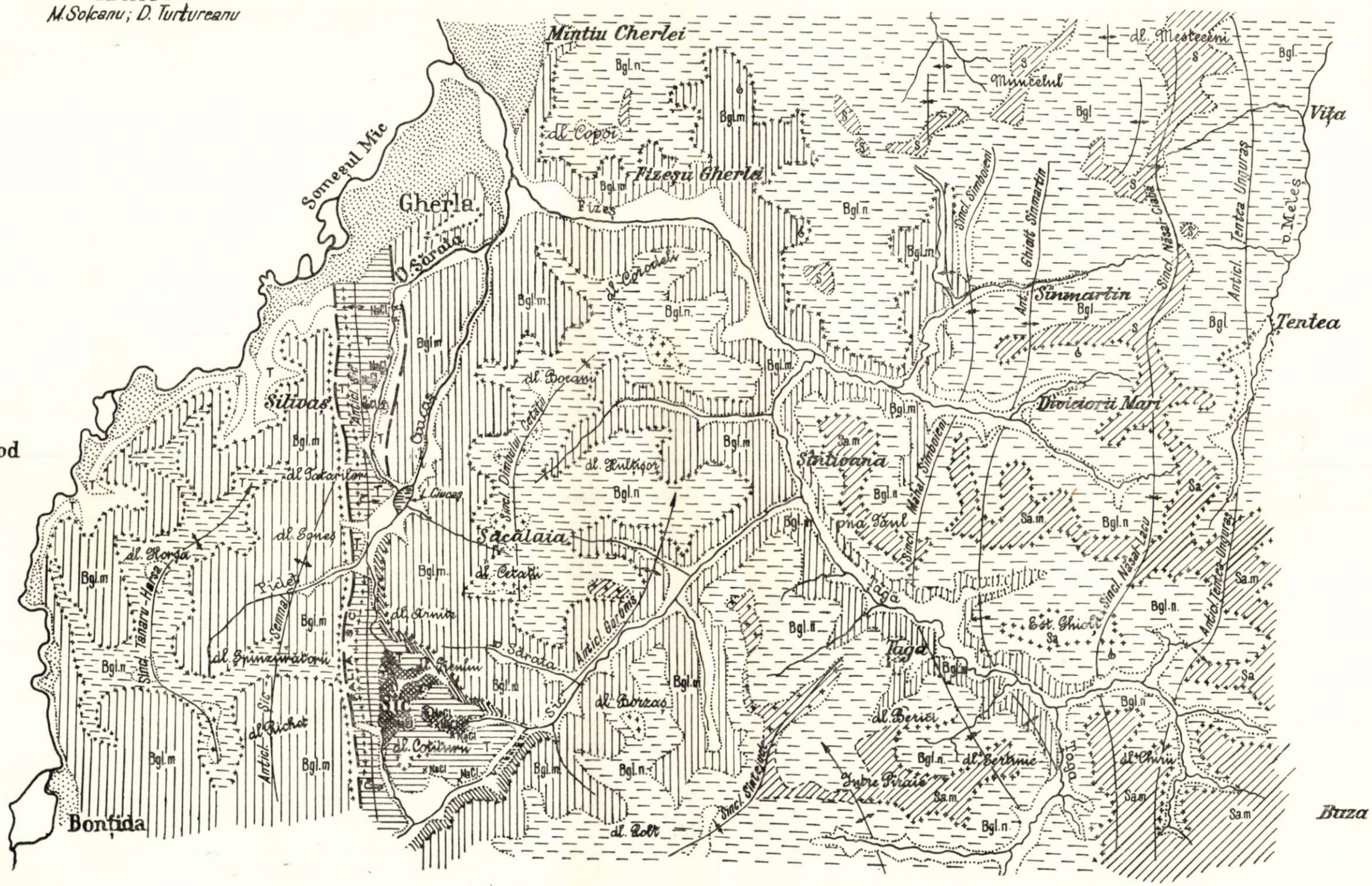
Complexul nisipos-marnos urmează în continuitate de sedimentare peste tuful de Ghiriş, fiind alcătuit în bază dintr-un pachet de circa 20 m de marne nisipoase cu intercalaţii de gresii şi nisipuri. În partea de vest a regiunii (sinclinalul Tănaru — Harşa şi la nord de valea Fizeşului), sarmaţianul inferior este alcătuit în bază din bancuri metrice şi nisipuri cu intercalaţii subordonate de marne. Către partea superioară a complexului, în general, nisipurile predomină procentual în dauna intercalaţiilor de marne.

CONCLUZII

În urma studiului stratigrafic şi microfaunistic efectuat în regiunea Sic — Fizeş — Sînmartin s-au putut separa formaţiuni ce aparţin tortonianului, buglovianului şi sarmaţianului. Ele sînt constituite din brecia sării în bază şi un complex marnos-nisipos la partea superioară. Analizînd dezvoltarea litofacială şi conţinutul microfaunistic al acestor depozite se poate conchide că în timpul tortonianului a existat un regim marin de mică adîncime, cu o salinitate relativ redusă. La est de valea Someşului Mic, între localităţile Gherla — Sic — Gădălin, a existat o ridicare majoră a fundamentului cristalin, pusă în evidenţă de lucrările geofizice şi de foraj. În partea estică a acestei ridicări a funcţionat o mare lagună, cu o salinitate foarte ridicată, în care au existat condiţii de depunere a breciei cu masive de sare (fig. 1). În cadrul acestei lagune, condiţiile bionomice au fost foarte puţin prielnice, de unde rezultă şi o microfaună săracă în specii.

Autori:
M. Solcanu; D. Turtureanu

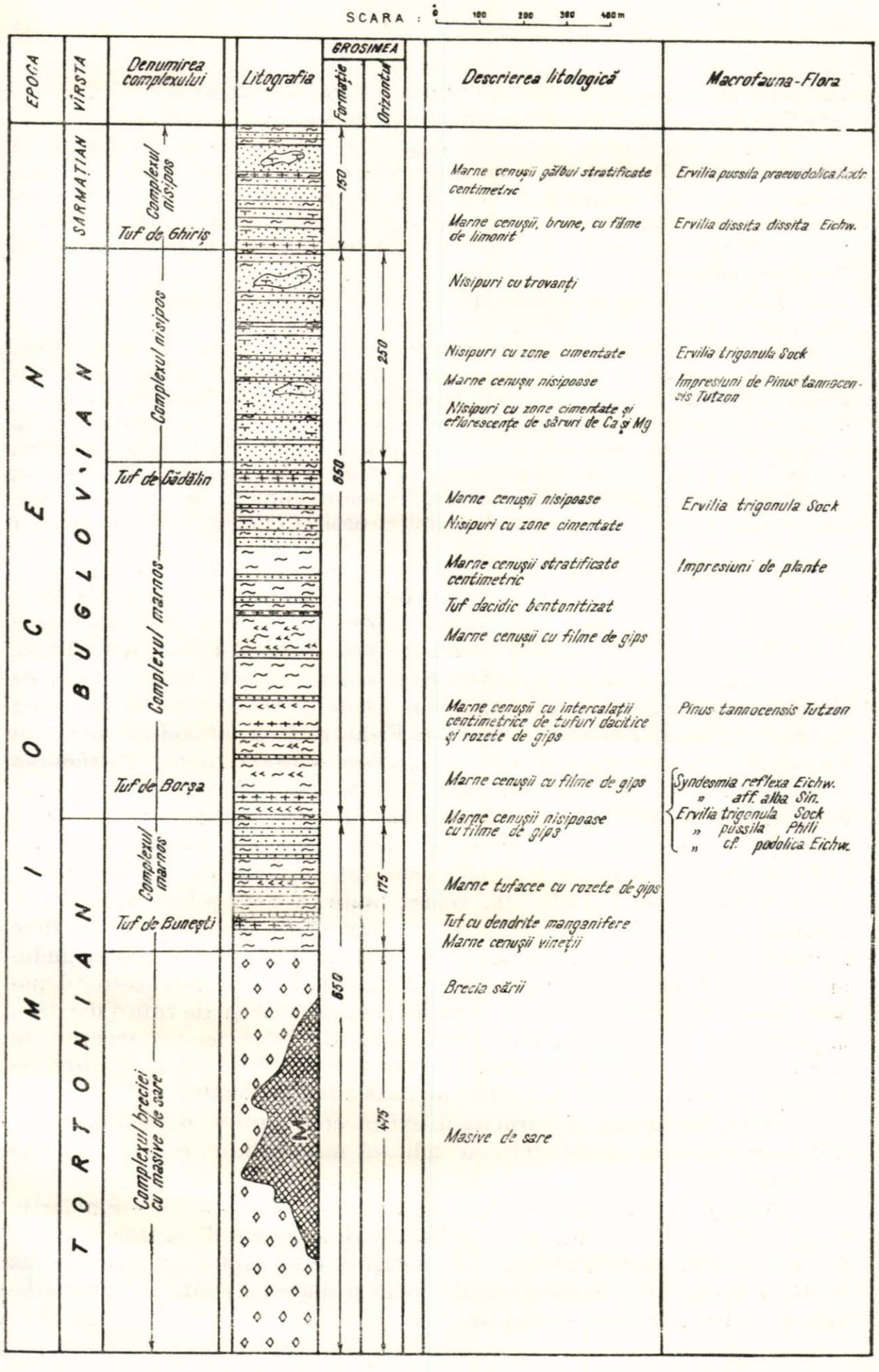
SCARA: 0 1 2 3 4 5 Km.



Legendă:

- Aluviuni, Terase } Cuaternar
- Sarmațian
- Orizont nisipos, Tuf de Bădălin, Orizont marnos, Tuf de Borșa-Iclod } Buglovian
- Orizont nisipos marnos, Orizont marnos, Tuf de Bunești, Brecie cu masive de sare — Tortonian
- Punct fosilifer
- Falie
- Ax de anticlinal normal
- Ax anticlinal răsturnat
- Ax de sinclinal normal
- x NaCl. Izvor sărat

PLANȘA I — Harta geologică a regiunii Sic—Fizeș—Sînmartin.



PLANȘA II—Coloană stratigrafică din regiunea Sic—Fizeș—Sînmartin.

Din această cauză, brecia sării nu conţine o asociaţie microfaunistică caracteristică, ci mai mult forme remaniate din depozite mai vechi.

În schimb, regimul marin de mică adîncime din timpul tortonianului superior, răspîndit în restul bazinului, a oferit condiţii bionomice mult mai propice dezvoltării foraminiferelor, care marchează un maxim de extindere. În acest timp se înregistrează o mare răspîndire a globigerinelor, radiolarilor şi a speciilor de *Spirialis*, pe baza cărora se pot face zonări micropaleontologice.

La sfîrşitul tortonianului, în urma cutărilor stirice noi, întreg Bazinul Transilvaniei a suferit numeroase mişcări oscilatorii, care au provocat la rîndul lor o serie de transgresiuni şi regresiuni marine. În acest timp, regimul marin de mică adîncime a fost înlocuit treptat cu un regim salmastru. Acestui episod îi corespunde, în Bazinul Transilvaniei, buglovianul. Trecerea de la regimul marin la cel salmastru a avut o consecinţă directă asupra condiţiilor bionomice, cînd, în urma desalinizării apelor marine, unele foraminifere tortoniene dispar, ele fiind înlocuite prin *Pelecipodae*, reprezentate de *Ervilia* şi *Syndesmia*. În aceste condiţii de îndulcire treptată a apelor, apare sub formă de erupţie specia *Cibicides lobatulus* Walker et Jacob, care împreună cu erviliile şi sindesmiile amintite sînt caracteristice buglovianului. Cum aceste forme au fost întîlnite în baza tufului de Borşa — Iclod, am *considerat limita inferioară a buglovianului la baza acestui tuf şi nu în baza complexului marnos situat peste tuful de Borşa—Iclod, aşa cum au considerat-o antecercetătorii* (Gr. Răileanu, 1959).

Limita superioară a buglovianului am trasat-o la baza tufului de Ghiriş, acolo unde formele de *Cibicides lobatulus* Walker et Jacob dispar şi apar formele de *Elphidium macellum* Ficht. et Moll, *Elphidium advenum* Cush., *Nonion granosum* d'Orb., *Elphidium crispum* Linné, *Cassidulina margareta* Karrer etc., caracteristice volhinianului. Această zonă microfaunistică se înscrie la circa 75 m sub tuful de Ghiriş, dar pentru că acest tuf constituie un bun reper cartografic, limita dintre buglovian şi sarmaţian am considerat-o, ca şi antecercetătorii, în baza tufului de Ghiriş.

Depozitele bugloviene sînt reprezentate în bază printr-un complex marnos şi un complex nisipos la partea superioară. Aceste depozite, tipic regresive, prezintă o dezvoltare redusă la marginea bazinului, extinzîndu-se din ce în ce mai mult spre interiorul bazinului. În cuprinsul acestor depozite, la diferite nivele, se întîlnesc numeroase intercalaţii de tufuri dacitice, ca urmare a unor erupţii vulcanice repetate. Dintre acestea menţionăm tuful de Borşa — Iclod, situat la partea inferioară, şi tuful de Fizeş — Gădălin, care se plasează la partea mediană a buglovianului.

Între buglovian şi sarmaţian există continuitate de sedimentare, deoarece asociaţia microfaunistică indicată mai înainte arată şi prezenţa volhinianului.

Depozitele sarmaţiene dintre localităţile Sic — Fizeş — Sînmartin îmbracă un facies predominant nisipos, cu intercalaţii de marne şi tufuri dacitice parţial bentonitizate. De remarcat este faptul că macrofauna întîlnită în cuprinsul buglovianului (ervilii şi sindesmii) rămîne caracteristică şi pentru întregul sarmaţian.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DE LA LIMITE ENTRE LE TORTONIEN ET LE BUGLOVIEN DE LA RÉGION SIC — FIZES — SÎNMARTIN

RÉSUMÉ

Fondés sur l'étude stratigrafique et micropaléontologique effectuée dans la région Sic — Fizeș — Sînmartin (bassin de la Transylvanie), les auteurs séparent des formations appartenant au Tortonien, au Buglovien et au Sarmatien. Les dépôts tortoniens recontrés dans le région sont formés par le complexe de la brèche (??) à massifs de sel et par le complexe marneux avec le tuf de Bunești, complexe qui contient le niveau à Radiolaires et celui à Spiriales qu'on peut équivaloir aux schistes à Radiolaires et respectivement aux marnes à Spirialis de la zone miocène des Carpates Orientales.

Les dépôts bugloviens sont représentés en bas par le tuf de Borșa — Iclod, le complexe marneux et le complexe sablonneux étant séparés par le tuf de Gădălin. La limite entre le Tortonien et le Buglovien a été tracée à la base du tuf de Borșa — Iclod, à l'apparition des premières formes de Syndesmia et à l'éruption de *Cibicides lobatulus* Walk et Jacob. Entre les dépôts tortoniens et bugloviens il y a une continuité de sédimentation, ces derniers ayant un caractère plus régressif.

La macrofaune buglovienne est caractéristique aussi pour tout le Sarmatien du bassin de la Transylvanie.

La continuité de sédimentation entre le Buglovien et le Sarmatien est confirmée aussi par la microfaune, qui démontre la présence du Volhynien.

Finalement on présents les conclusions stratigrafiques et paléoécologiques concernant les conditions de genèse des dépôts tortoniens, bugloviens et sarmatiens de la région présentée.

BIBLIOGRAFIE

Ciupagea D. T. (1935), *Nouvelles données sur la structure du Bassin Transilvain*, Bull. Soc. Roum. Géol., II.

Ilie M. (1959), *Podișul Transilvaniei*, Edit. tehnică, București.

Koch A. (1900), *Az Erdély medenze harmadkori képződmenyei*, I. rész. Paleogen csoport Földtani Intézet Evkönyve, X, 1894; II. Neogen csoport, Budapesta.

Iorgulescu T. (1959), *Contributions à l'étude micropaléontologique du Miocène superieur de la Munténie orientale (Prahova et Buzău)*, An. Com. geol., **XXVI—XXVIII.**

Mészáros N., A. Nicorici (1962), *Contribuții la stabilirea limitei dintre Tortonian și Sarmațian între Cluj și Turda cu privire generală asupra poziției stratigrafice a Buglovianului*, St. cerc. geol., *1.*

Mrazec L., Jekelius E. (1927), *Aperçu sur la structure du Bassin Neogéne de Transylvanie et sur les gissements de gas*, București.

RĂILEANU GR. (1959), *Cercetări geologice în regiunea Cluj—Apahida Sic*, D. S. Com. geol., **XXXIX**.

VANCEA A. (1938), *Contributions à l'étude géologiques de la formation a gas de la cuvette Transilvaine*, An. Inst. géol. Roum., **19**.

VANCEA A. (1960), *Neogenul din Bazinul Transilvaniei*, Edit. Acad. R.P.R., București.

VANCEA A. (1965), *Geologia de la nord de Tîrgu Mureș*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *2*.

VANCEA A. (1967), *Limita miocen-pliocen din Bazinul Transilvaniei*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

Primit în redacție la 25 noiembrie 1970

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice

CONTRIBUȚII LA STUDIUL SUBSTANȚEI ORGANICE DIN FORMAȚIUNILE GEOLOGICE ALE UNITĂȚII EXTERNE A FLIȘULUI SITUATĂ LA SUD DE PIATRA NEAMȚ (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

M. N. FILIPESCU, I. HUMĂ

55 (05)

INTRODUCERE

Scopul lucrării este de a stabili rolul jucat în geneza petrolului de unele roci din formațiunile geologice ale flișului extern al Carpaților Orientali, precum și posibilitățile de a obține din aceste roci, printr-o prelucrare industrială, produse asemănătoare petrolului.

După cum se știe ,partizanii originii organice a țițeiului și gazelor pot fi împărțiți în două grupe, după aprecierea rolului jucat de substanța organică la formarea țițeiului. Primul grup consideră că substanța organică care se găsește în rocile sedimentare s-a transformat complet în țiței; al doilea grup, cuprinzînd partizanii ipotezei rocilor generatoare de țiței, consideră că țițeiul se formează numai prin transformările unei părți relativ mici din substanța organică dispersată în roci.

Se înțelege că și cercetările în acest domeniu pot fi diferite, după orientarea fiecărui grup.

În lucrarea de față s-a abordat studiul substanței organice de pe poziția transformării ei parțiale în țiței, considerînd că în rocile generatoare se mai găsește încă o parte din substanța inițială din care s-a format țițeiul.

În acest scop, bazați pe lucrările noastre anterioare, cît și pe unele date din literatură, am considerat ca necesar utilizarea următorilor indici geochimici;

— conținutul în substanță organică insolubilă (kerogen exprimat prin C. org).;

— conținutul în C și H al kerogenului, exprimat prin raportul atomic H/C;

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 2, p. 493–501, București, 1971

— conținutul în substanță organică solubilă în solvenți organici (Bit. A + Bit. C), exprimat prin indicele de bitum al rocii;

— gradul de bituminizare exprimat prin expresia: $\frac{\text{Bit. A.}}{\text{C. org.}} \times 100$;

— cantitatea de ulei de șist obținută la piroliza substanței organice din rocă, exprimată prin indicele de ulei de șist.

Fiecare din acești indici are o valoare limitată, toți la un loc pot însă furniza date interesante asupra compoziției chimice a substanței organice, asupra evoluției ei în timpurile geologice, precum și asupra potențialului actual în hidrocarburi al rocii respective.

Conținutul în carbon organic (C. org.) este o măsură a cantității de substanță organică insolubilă care se găsește în rocă.

Una din condițiile esențiale ca o rocă să fi generat petrol este și aceea de a avea și astăzi un conținut relativ ridicat în substanță organică, în comparație cu celelalte roci sedimentare.

În privința conținutului minim părerile sînt împărțite, totuși, marea majoritate a cercetătorilor este de acord că într-o rocă generatoare, valoarea carbonului organic nu trebuie să fie sub 1%.

Raportul H/C este o măsură a conținutului în H a moleculelor de kerogen. Substanțele cărbunoase sărace în hidrogen au valoarea acestui raport subunitar și de aceea ele nu pot genera țiței, în schimb, substanțele cu conținut ridicat în hidrogen pot da naștere la hidrocarburi prin reacții de cracare, disproporționale. În felul acesta, raportul atomic H/C devine un indicator prețios al posibilității rocii respective de a genera hidrocarburi.

Nu este însă suficient ca o rocă să conțină materialul corespunzător pentru a genera hidrocarburi, mai este necesară și prezența unor factori (presiune, temperatură, catalizatori, radiații etc.) care să favorizeze trecerea substanței insolubile în bitumene. Existența acesor condiții s-a apreciat cu ajutorul indicelui de bitumen și a gradului de bituminizare.

I. B = (Bit. A + Bit. C) × 100, unde:
I. B. = indice de bitumen al rocii
Bit. A = conținutul în bitumenul A
Bit. C = conținutul în bitumenul C

$$\text{gradul de bituminizare} = \frac{\text{Bit. A} \times 100}{\text{C. org.}}$$ (după V. A. Uspenski, 1962).

Valorile ridicate ale acestor indici presupun prezența condițiilor necesare pentru transformarea materialului organic insolubil în hidrocarburi.

Indicele de ulei de șist reprezintă cantitatea de ulei în litri la tonă de rocă, obținută la încălzirea rocii în retorta Fischer la temperatura de 500°C. Acest indice oferă informații asupra naturii materialului organic conținut în rocă, cît și asupra posibilităților actuale ale rocii respective de a produce hidrocarburi prin prelucrare industrială.

Urmărind variația indicilor geochimici de-a lungul coloanei stratigrafice și ținînd seama de datele geologice s-au putut trage unele concluzii asupra rolului jucat de rocile din formațiunile cercetate în geneza hidrocarburilor.

GEOLOGIA REGIUNII

Suprafața care a format obiectul cercetărilor a fost cuprinsă între valea Bistriței la nord și est, valea Doamnei la vest și valea Jiști la sud, încadrîndu-se din punct de vedere geologic în unitatea externă și pericarpatică a Carpaților Orientali (I. B ă n c i l ă, 1958).

În unitatea externă, depozitele cele mai vechi cunoscute sînt șisturile negre de vîrstă cretacică, separabile în trei orizonturi : orizontul inferior, cu argile marnoase verzui și cenușii, argile negricioase cu intercalații de gresii calcaroase, microconglomerate cu resturi de plante carbonizate; orizontul mediu, cu argile negricioase silicifiate, bituminoase; orizontul superior, cu calcare organogene brecioase silicifiate și marne cenușii verzui. Peste șisturile negre stau stratele de Tisaru, alcătuite din marne, tufuri, calcare, argile roșcate și verzui, cu accidente silicioase.

Cretacicul superior este reprezentat prin stratele de Hangu inferioare — marne cenușii cu fucoide. Paleocenul din flancul vestic al anticlinalului Doamna este reprezentat prin stratele de Hangu superioare, sub facies extern (argile verzui, calcare și brecii organogene cu numuliți și *Lithothamnium*), iar în flancul estic prin conglomeratele de Cernegura, care trec lateral în brecii organogene sau microconglomerate. Eocenul este alcătuit din argile verzui în bază, gresia de Jgheabu Mare (gresii calcaroase, calcare grezoase cu foraminifere), calcarul de Doamna (calcare albăstrui-verzui, cu foraminifere, spiculi de spongieri, radiolari și dese silicifieri), argile verzi și roșii, strate de Bisericani (argile marnoase, marne aleuritice slab micacee) și marne cu globigerine cu intercalații de gresii (C. O l t e a n u, 1953). Oligocenul este reprezentat prin gresia de Lucăcești (gresii silicioase), menilitele inferioare, marnele albe bituminoase, disodilele inferioare (argile puternic bituminoase), gresia de Kliwa (gresii silicioase uneori bogate în glauconit sau în material pelitic), disodilele superioare (argile bituminoase cu intercalații de gresii silicioase) și menilitele superioare. La diferite nivele apar conglomerate cu elemente verzi. Miocenul, după C. S t o i c a (1953), este reprezentat prin stratele de Gura Șoimului (gresii silicioase, disodile, argile cenușii deschis, conglomerate slab cimentate, gresii calcaroase micacee), care, în regiunea cercetată, stau uneori discordant peste diferiți termeni ai oligocenului.

În unitatea pericarpatică, forajul 4 504 M. P. Cuejdi a întîlnit un eocen asemănător celui din unitatea externă, un oligocen conglomeratic și miocenul specific acestei unități. La sud de pîrîul Jiști, miocenul apare sub forma unor brecii argiloase cu sare, și argile cenușii, uneori verzui sau roșcate, cu rare intercalații de gresii. Această serie aparține după ultimele cercetări helvețianului sau tortonianului.

Unitatea externă încalecă peste unitatea pericarpatică, șariajul fiind demonstrat de datele geologice de suprafață și de datele obținute din foraje. Structura care domină perimetrul cercetat este anticlinalul Doamna, în axul căruia apar cu caracter diapir șisturile negre. În exteriorul acestuia se observă o serie de cute-solzi.

Datele obținute din studiul geologic ne arată că în timpul cretacicului inferior sedimentarea a avut loc într-un mediu cu caracter euxinic, pe seama aportului de material provenit din șisturile verzi și din formațiunile de

platformă ce alcătuiau fundamentul bazinului şi domeniul continental estic. Depozitele sînt de tip prefliş. Nu este dovedită o întrerupere de sedimentare în cretacicul inferior şi superior. O dată cu depunerea stratelor de Tisaru, bazinul marin capătă un caracter aerat, care persistă pînă în oligocen, depozitele avînd caracter de fliş. Acest lucru este dovedit de prezenţa breciilor şi conglomeratelor organogene, a mecanoglifelor, glauconitului, sortării reduse, abundenţei urmelor de activitate biotică bentonică etc. În timpul oligocenului, mediul de sedimentare devine din nou reducător, cu ape de mică adîncime, dînd naştere depozitelor de postfliş, caracterizate prin lipsa ritmurilor, prezenţa conglomeratelor, viteza de depunere mai mare decît viteza de subsidenţă, lipsa mecanoglifelor, prezenţa urmelor de valuri, lipsa macrofosilelor şi a microfosilelor, prezenţa faciesului bituminos. Următorul ciclu de sedimentare începe în miocen. Bazinul de sedimentare are un caracter lagunar, apele sînt bine aerate, varietatea de facies este foarte mare şi are loc precipitarea sărurilor. Depozitele au un caracter evident de molasă şi reprezintă ultima fază de evoluţie a geosinclinalului.

PROCEDEUL DE LUCRU

Probele au fost colectate din toate formaţiunile ce apar la zi. În oligocen s-a urmărit să se recolteze probe din şisturile disodilice tipice şi din şiturile disodilice intercalate în gresia de Kliwa, din gresia de Kliwa, dar şi din gresiile intercalate în disodile.

S-a înlăturat o porţiune de 50 cm din roca expusă la aer, pentru a se colecta porţiuni cît mai nealterate. Materialul în cantitate de circa 750 g a fost ambalat în pungi impermeabile. Locul de recoltat este arătat în schiţa anexată.

Probele colectate au fost supuse în laborator la următoarele determinări :[1]

— determinarea conţinutului bitumenului A, prin extracţia sa cu cloroform la cald ;

— determinarea substanţelor solubile în HCl, prin tratarea reziduului cu HCl, îndepărtîndu-se astfel carbonaţii şi sărurile solubile ;

— determinarea bitumenului C, prin extracţia sa cu cloroform din reziduul obţinut în tratamentul precedent ;

— determinarea conţinutului de carbon organic prin arderea reziduului în soba de combustie şi dozarea CO_2 ;

— separarea kerogenului de partea organică a rocii prin tratarea cu acid fluorhidric a reziduului liber de bitumenele A şi C.

Substanţa rămasă, formată în cea mai mare parte din kerogen, a fost supusă analizei elementare determinîndu-se C şi H, iar prin diferenţă : N + O + S.

Uleiul de şist a fost obţinut prin încălzirea unei părţi de rocă netratată în retorta Fischer la 500°C.

---

[1] Lucrările de laborator au fost executate în cadrul Secţiei de petrol, gaze, cărbuni din Ministerul Minelor, Petrolului şi Geologiei de către ing. C. Dumitrescu, Fl. Dumitrescu, ing. V. Negrescu şi chim. D. Ţintilă.

INTERPRETARE ȘI CONCLUZII

Cu ajutorul datelor din tabelul nr. 1 s-a construit diagrama din planșa II cu variația indicilor geochimici de-a lungul coloanei stratigrafice.

În tabelul nr. 2 s-au trecut valorile medii ale acestor indici pentru fiecare formațiune geologică.

Din cercetarea tabelelor și a diagramei se observă următoarele :

— Carbonul organic variază de la o formațiune geologică la alta. Conținutul mediu cel mai ridicat (2,1 %) îl găsim în depozitele oligocene (tabelul nr. 2). Urmează depozitele cretacicului inferior cu 1,47% și ale miocenului cu 0,82%.

Valoarea acestui indice variază și în funcție de constituția litologică a rocilor respective (tabelul nr. 1). De exemplu, în miocen, argilele cenușii au un conținut de carbon organic de 1,25 %, iar breciile argiloase din aceeași formațiune nu conțin decît 0,39%. În oligocen, disodilele inferioare conțin pînă la 8,54 % carbon organic, gresia de Kliwa 0,15 %, iar marnele albe bituminoase 1,37 și 1,95%. În eocen, un conținut ceva mai ridicat îl găsim în argilele verzi (1,30%), iar gresiile calcaroase de Jgheabu Mare, calcarul de Doamna, stratele de Bisericani, cît și gresia de Lucăcești au valoarea acestui indice extrem de scăzută (0,07 — 0,54%).

Carbonul organic variază chiar și pentru rocile cu aceeași constituție litologică, însă cu o poziție diferită pe coloana stratigrafică. Astfel, menilitele și disodilele inferioare au un conținut mult mai ridicat decît disodilele și menilitele superioare 8,54 — 5,43 %, față de 1,66 — 1,70%.

Aceeași variație ca și a carbonului organic se observă și la bitumenele A și C : acolo unde carbonul orgnic are valori ridicate și bitumenele A și C au valori ridicate și invers. Acest fapt arată legătura genetică între indicii de mai sus, bitumenele A și C luînd naștere prin transformarea substanței organice în timpul diagenezei sub influența diferiților factori fizico-chimici : presiune, temperatură, catalizatori și radiații.

— Gradul de bituminizare. Acest indice este puternic influențat de cantitatea de substanță organică din rocă. Astfel, rocile care conțin cantități mici de substanță organică, cum este cazul gresiei de Kliwa, gresiei de Lucăcești, stratelor de Bisericani, argilelor verzi și roșii, calcarului de Doamna, gresiei calcaroase de Jgheabu Mare, au o valoare ridicată a gradului de bituminizare, în timp ce rocile bogate în substanță organică, cum sînt disodilele și menilitele inferioare, au valori scăzute (1,3 — 8,2). Este greu de crezut că într-o rocă depusă într-un mediu oxidant, cum sînt argilele verzi și roșii sau gresia de Kliwa, transformarea substanței organice în bitumen a fost mai intensă decît în șisturile disodilice, roci pelitice depuse într-un mediu euxinic.

Faptele de mai sus ne-au făcut să căutăm un alt criteriu de apreciere a transformărilor substanței organice din roci. Acest indice l-am numit indice de bitumen și se calculează din formula :

$$I.B. = (Bit.\ A + Bit.C) \times 100$$

Cercetînd tabelele nr. 1 și 2 se vede că indicele de bitumen are valori ridicate în disodilele inferioare și marnele albe bituminoase, precum și în menilitele inferioare și valori scăzute în rocile din eocen și paleocen.

Tabelul

Rezultatele

Nr. probei	Vîrsta	Formațiunea litologică	C. org. (%)	Bit. A (%)	Substanțe solubile în HCl (%)
31	Miocen	argile cenușii	1,25	0,0652	31,71
29	Miocen	brecii argiloase	0,39	0,0241	15,91
32	Oligocen	menilitele superioare	1,70	0,2266	4,93
30	Oligocen	disodilele superioare	1,66	0,0810	15,26
39	Oligocen	gresia de Kliwa	0,07	0,019	1,0
40	Oligocen	disodile din gresia de Kliwa	1,02	0,067	6,2
38	Oligocen	*Idem*	1,27	0,083	6,2
37	Oligocen	gresie de Kliwa	0,15	0,021	1,2
19	Oligocen	disodilele inferioare	8,54	0,604	9,52
21	Oligocen	gresie în disodl. inferioare	0,135	0,042	2,0
14	Oligocen	marne albe bituminoase	1,37	0,195	62,57
20	Oligocen	*Idem*	1,95	0,305	36,50
18	Oligocen	*Idem*	1,72	0,169	79,9
16	Oligocen	menilitele inferioare	5,43	0,451	4,1
23	Oligocen	*Idem*	2,22	0,148	7,2
8	Eocen	gresia de Lucăcești	0,098	0,017	1,2
36	Eocen	stratele de Bisericani — marne arg.	0,48	0,021	28,0
17	Eocen	*Idem*	0,44	0,048	9,9
34	Eocen	*Idem*	0,54	0,0734	11,17
10	Eocen	argile roșii și verzi	0,12	0,028	54,57
13	Eocen	*Idem*	0,077	0,023	28,70
1	Eocen	calcarul de Doamna	0,09	0,025	64,0
11	Eocen	*Idem*	0,30	0,047	72,16
2	Eocen	gresia calcaroasă de Jgheabu Mare	0,33	0,024	23,55
22	Eocen	*Idem*	0,27	0,051	29,4
15	Eocen	*Idem*	0,15	0,031	17,17
9	Eocen	*Idem*	0,11	0,019	42,0
41	Eocen	argile verzi	1,30	0,019	7,61
43	Paleocen	conglomerate organogene de Cernegura	0,06	0,01	82,5
42	Paleocen	*Idem*	0,09	0,0128	72,5
35	Paleocen	strate de Hangu sup., calcare negricioase	0,55	0,036	36,2
26	Cratacic	șist. negre, silicolite negricioase	1,99	0,1402	7,64
25	Cratacic	*Idem*	1,35	0,1272	6,07
24	Cratacic	șisturi negre — argile cenușii	1,09	0,622	15,94

Aceste rezultate sînt în concordanță atît cu datele geologice și mineralogice, cît și cu valorile celorlalți indici calculați din datele analitice.

Un alt indice utilizat este și raportul atomic H/C, calculat din rezultatele analizei elementare a kerogenului, separat în prealabil de partea organică a rocii. Acest raport are următoarele valori în diferite substanțe organice (după A. F. Dobrianski, 1958):

Substanța	*H/C*
Cărbuni	0,7 — 0,9
Bitumene solide	1,4
Petrol	1,7
Hidrocarburi parafinice și izoparafinice și naftenice	2,1
Hidrocarburi aromatice	1,0

nr. 1

analizelor

Bit. C (%)	Grad de bitumen Bit. A × 100 / C. org.	Indice de bitumen (B1A + B1C) 100	Analiză elementară a kerogenului				Indice de ulei
			C	H	C+N+S	H/C	
0,0100	5,2	7,52					2,0
0,0523	6,4	7,64					0,5
0,0344	1,3	26,10					8,0
0,029	4,7	11,0					6,0
0,016	27,1	3,5					0,0
0,028	6,5	9,5					4,0
0,052	6,2	13,5					5,0
0,019	14,0	4,0					0,0
0,266	7,0	87,0	70,1	10,3	19,6	1,7	45,0
0,027	32,3	6,9					0,0
0,099	14,2	29,4					4,0
0,084	15,6	38,9					6,0
0,137	9,8	30,6					4,0
0,052	8,2	50,3					25,0
0,050	6,6	19,8	55,2	7,4	37,4	1,6	10,0
0,013	17,3	3,0					0,0
0,036	14,7	5,7	60,1	5,2	34,7	1,04	0,5
0,027	10,9	7,5					0,5
0,0224	1,36	9,62					0,5
0,026	23,3	5,4					0,0
0,016	30,0	3,9					0,0
0,035	27,7	6,0					0,0
0,037	15,6	8,4					0,5
0,029	7,2	5,3	60,8	6,2	32,7	1,1	0,5
0,023	19,0	7,4					0,2
0,027	20,6	5,8					0,2
0,018	17,2	3,7					0,0
0,0056	1,4	2,46					5,0
0,049	16,6	5,9					0,0
0,0246	14,2	3,74					0,0
0,025	6,5	6,1					0,5
0,0496	7,0	18,98	60,5	6,2	33,1	1,2	2,0
0,0202	9,4	14,74					1,0
0,0272	5,7	8,94					0,5

Tabelul nr. 2

Valori medii ale indicilor geochimici pe formațiuni

Formațiunea geologică	C. org.		Valori medii				Ind. de bit.	Ind. de ulei de șist
	Lim. %	Med. %	Bit. A %	Sol. în HCl %	Bit. C. %	Grad de bitum.		
Miocen	0,39) 1,25)	0,82	0,0446	23,81	0,031	5,4	7,6	1,25
Oligocen	0,13) 8,54)	2,1	0,18	18,2	0,0068	8,86	25.	9.
Eocen	0,08) 1,30)	0,33	0,033	29,9	0,024	8,50	5,7	0,6
Paleocen	0,06) 0,55)	0,23	0,02	63,7	0,033	8,60	5,3	0,16
Cretacic inf.	1,1 1,99)	1,47	0,11	9,9	0,032	7,40	1,4	1,16

Din tabelul nr. 1 se observă că atît şisturile disodilice, cît şi menilitele au un raport H/C ridicat (1,6 — 1,7), fiind în prezenţa unei substanţe organice bogate în hidrogen, care în timpul diagenezei, sub influenţa diferiţilor factori fizico-chimici, a putut genera hidrocarburi, rocile respective putînd fi considerate roci generatoare de petrol. Stratele de Bisericani, gresia calcaroasă de Jgheabu Mare din eocen şi şisturile negre din cretacic au un raport atomic H/C mic (1,04 — 1,2), care arată că substanţa organică din aceste roci este formată în cea mai mare parte dintr-un material cărbunos, cu un conţinut scăzut în hidrogen, necorespunzător pentru a genera hidrocarburi.

La aceleaşi concluzii se ajunge dacă se urmăresc şi variaţiile indicelui de ulei de şist. Valorile cele mai ridicate le găsim în disodilele inferioare din oligocen, iar cele mai scăzute în gresia de Lucăceşti, argilele verzi şi roşii, precum şi în conglomeratele de Cernegura (tabelul nr. 1).

În ceea ce priveşte posibilităţile de a obţine hidrocarburi printr-o prelucrare industrială a rocilor cercetate, singurele care prezintă un oarecare interes sînt şisturile disodilice inferioare, care au un indice de ulei de 45 l/tonă. În prezent se consideră că o cantitate de 50 l/tonă ulei de şist este minimum necesar ca o rocă să aibă valoare industrială.

Din cele arătate, rezultă rolul important jucat în geneza hidrocarburilor din zăcămintele de petrol din Carpaţii Orientali de către rocile din baza oligocenului (disodilele şi menilitele inferioare).

Acest rol a putut fi stabilit cu ajutorul indicelui de carbon organic, indicelui de bitumen, indicelui de ulei de şist, cît şi cu ajutorul raportului atomic H/C kerogen.

După valoarea acestor indici, şisturile negre cretacice nu au luat parte la formarea hidrocarburilor din zăcămîntele de petrol din Carpaţii Orientali, ele conţinînd un material cărbunos, sărac în hidrogen.

Indicele de ulei de şist mai arată că dintre rocile cercetate, singurele şisturile disodilice prezintă oarecare interes pentru o eventuală prelucrare industrială.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DE LA SUBSTANCE ORGANIQUE DES FORMATIONS GÉOLOGIQUES DE L'UNITÉ EXTERNE DU FLYSCH SITUÉ AU SUD DE PIATRA NEAMŢ

RÉSUMÉ

Par l'utilisation de certains indices géochimiques carbon organique rapport H/C, l'indice de bitume, le degré de bituminisation ainsi que l'indice de l'huile de schiste, on a cherché à établir le rôle joué par les schistes dysodyliques, les ménilites, les marnes blanches bitumineuses et les schistes noirs dans la genèse des hydrocarbures accumulées dans les formations géologiques de l'unité externe du flysch.

Les résultats obtenus montrent qu'à la genèse des hydrocarbures appartenant aux formations susmentionées ont pris part en premier lieu les roches de la base de l'Oligocène (les dysodyles et les ménilites inférieures). Les schistes noirs crétaciques n'ont joué aucun rôle, ou tout au moins

un rôle secondaire, car la substance organique qu'ils renferment est inapte à subir la transformation en hydrocarbures.

La distillation des échantillons étudiés dans la retorte Fischer a mis en évidence les schistes dysodyliques et ménilitiques comme étant les seuls parmi les roches étudiées qui susciteraient un certain intérêt pour l'industrialisation ayant en vue l'obtention dw l'huile de schiste.

BIBLIOGRAFIE

BĂNCILĂ I. (1958), *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. științifică, București.

BITTERLI P. (1963), *Clasification of bituminous roks of western Europe*, Proc. VI Petrol Congres Frankfurt, 1963, sect. 1, *30*.

CERKEZ V., ANTON S. (1967), *Recherches sur l'identification des roches mères d'hydrocarbures*, R.I.F.P., **XXII**, *12*, 1 818.

DOBRIANSKI A.F. (1958) *Compoziția elementară a diferitelor caustobiolite și locul țițeiului printre ele*, Geochimia țițeiului, Leningrad, Moscova.

FILIPESCU M. N., NEGRESCU V., ȚINTILĂ D., APOSTOL S. (1965), *Încercări de identificare a rocilor generatoare de țiței prin metoda Y. Kholofek și M. Louis*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *2*.

GRIGORAȘ N., FILIPESCU M., BĂDĂLUȚĂ A., DUMITRESCU C. (1970), *Conținutul în bitumen al șisturilor bituminoase din Bazinul Anina*, Bul. Soc. geol., *11*.

KALIFEK Y., LOUIS M. (1955), *Contribuții la recunoașterea rocilor mamă de petrol*, R.I.F.P., **10**, *5*.

MACOVEI GH. (1932), *L'origine du petrole des Carpates Orientales et ses roches mères*, Bull. Soc. Rom. Geol., I.

MANDEV P. (1965), *Formațiuni petrolifere mezozoice din nordul Bulgariei*, Asoc. geol. carp.-balc., Cong. VII, Sofia, 1965.

MEINHOLD R. (1969), *Forscherungen und Fortschitte in der Geochemie der Kohlenwasserotoffe*, Zeit. Angex. Geol., **15**, *9*, 168.

MIRĂUȚĂ O. (1962), *Stilul tectonic al flișului marginal și al molasei subcarpatice în regiunea Piatra Neamț*, D. S. Com. geol., **XLVII** (1960—1961).

MIRĂUȚĂ O., MIRĂUȚĂ E. (1964), *Structura geologică a molasei miocene dintre valea Bistriței și Tazlăului*, D. S. Com. geol., **XLIX/1** (1961—1962).

OLTEANU C. (1953), *Revizuiri geologice la Sud de Valea Bistriței*, D. S. Inst. geol., **XXVII**.

PHILLIPI T. G. (1956), *Identification oil sourse beds by chemical means*, Iterm. Geol. Congr. 20th Mexico, *3*, 25.

— (1965), *On the depth, time end mecanisme of the petroleum generation*, Geo Cosmo Acta, *9*, 102.

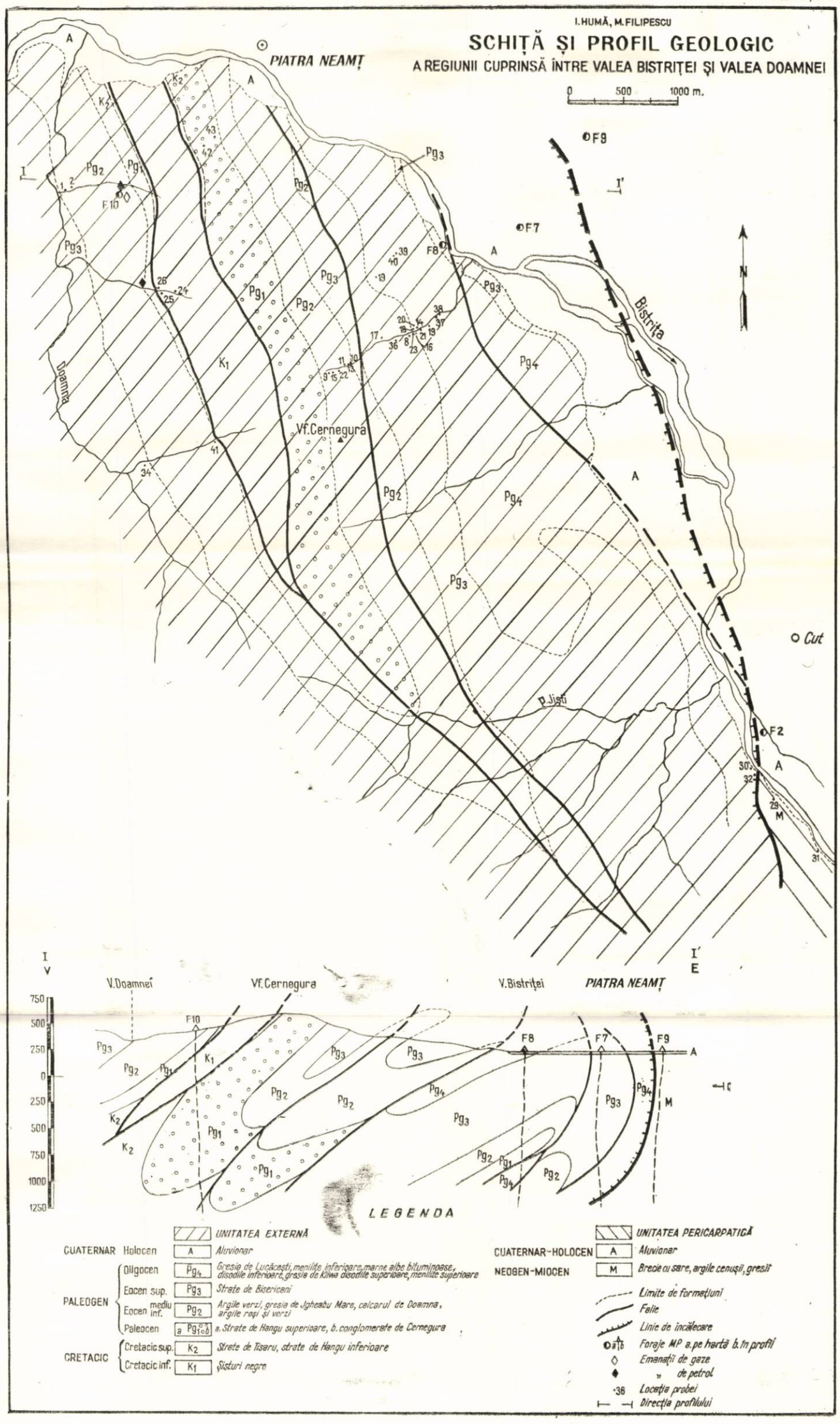
STOICA C. (1953), *Stratele de Gura Șoimului—Tazlău*, Rev. Univ. „C. I. Parhon", *2*.

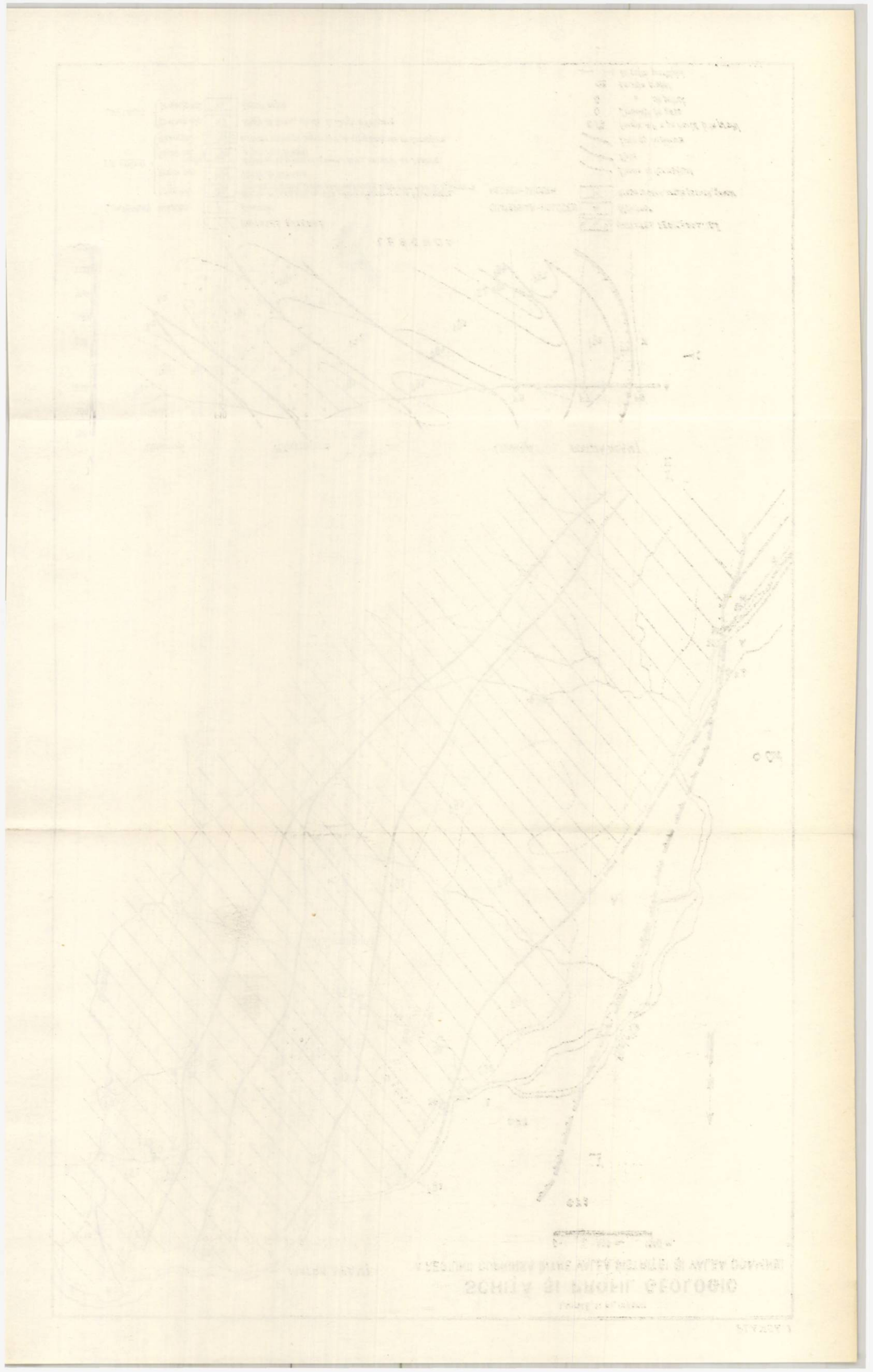
TISSOT B. (1967), *Problemes geochimique de la genesse et de la migration du petrole*, R.I.F.P., **XVI**, *11*, 1 621.

USPENSKI V. A. (1962), *Contribuții la geochimia proceselor migrării primare a țițeiului*, Geochimia, *12*, 1 027.

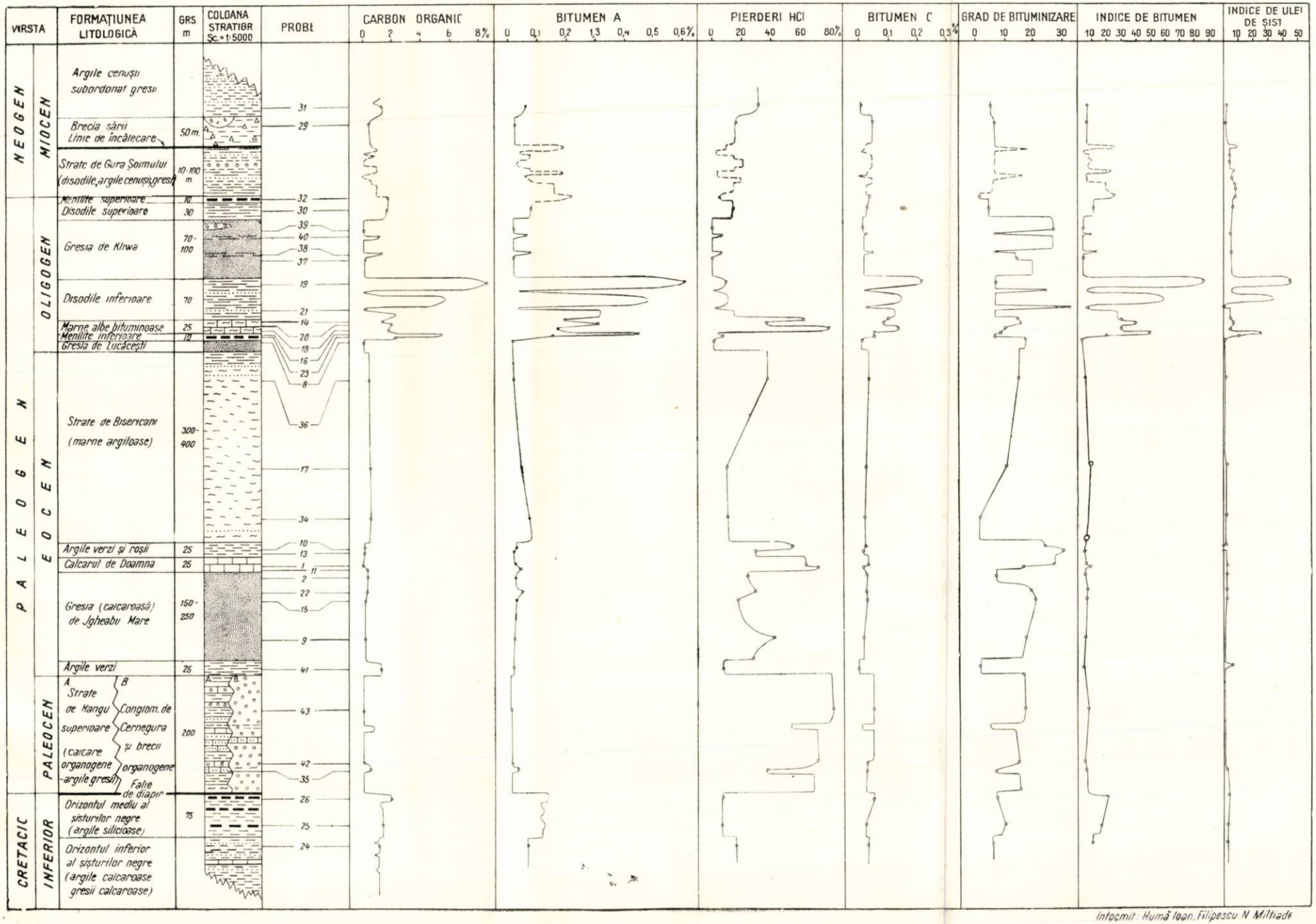
Primit în redacție la 16 octombrie 1970.

Întreprinderea geologică de prospecțiuni


I. HUMĂ, M. FILIPESCU
SCHIȚĂ ȘI PROFIL GEOLOGIC
A REGIUNII CUPRINSĂ ÎNTRE VALEA BISTRIȚEI ȘI VALEA DOAMNEI
0 500 1000 m.
PIATRA NEAMȚ
Bistrița
Doamna
Vf. Cernegura
p. Jiști
Cut
V. Doamnei
V. Bistriței
LEGENDA
UNITATEA EXTERNĂ
CUATERNAR Holocen A Aluvionar
PALEOGEN Oligocen Pg4 Gresia de Lucăcești, menilite inferioare, marne albe bituminoase, disodile inferioare, gresia de Kliwa disodile superioare, menilite superioare
Eocen sup. Pg3 Strate de Bisericeni
Eocen mediu inf. Pg2 Argile verzi, gresia de Jgheabu Mare, calcarul de Doamna, argile roșii și verzi
Paleocen a Pg1 b a. Strate de Hangu superioare, b. conglomerate de Cernegura
CRETACIC Cretacic sup. K2 Strate de Tisaru, strate de Hangu inferioare
Cretacic inf. K1 Șisturi negre
UNITATEA PERICARPATICĂ
CUATERNAR-HOLOCEN A Aluvionar
NEOGEN-MIOCEN M Brecie cu sare, argile cenușii, gresii
Limite de formațiuni
Falie
Linie de încălecare
Foraje MP a. pe hartă b. în profil
Emanații de gaze
„ de petrol
·36 Locația probei
Direcția profilului



COLOANA STRATIGRAFICA ÎN DEPOZITELE CRETACIC INFERIOARE - MIOCENE DIN REGIUNEA DE LA SUD DE PIATRA NEAMȚ CU DIAGRAMELE DE VARIAȚII A INDICILOR GEOCHIMICI



Întocmit: Humă Ioan, Filipescu N Miltiade

PREZENȚA LUDWIGITULUI ÎN SKARNELE DE LA BĂIȘOARA—MUNȚII APUSENI

DE

JEANA IONESCU, MARIA POPESCU, I. ÎNTORSUREANU

55(05)

Interesul teoretic și importanța economică deosebită a mineralizațiilor asociate skarnelor au stimulat cercetări asupra magmatitelor laramice și a paragenezelor de minerale ale aureolei de contact din jurul masivelor banatitice.

Studiile inițiate și consemnate în decursul anilor, prezentate sistematizat într-o lucrare recentă (A l. K i s s l i n g, 1967), au condus la identificarea unui număr considerabil de minerale primare și secundare ale asociațiilor pirometasomatice și hidrotermale banatitice, unele citate pentru prima dată în lume.

În zona Băișoara, activitatea metalogenetică a produs o mineralizație cu caracter piro- și hidrometasomatic, reprezentată în principal prin magnetit și subordonat prin sulfuri (pirită, calcopirită, pirotină, blendă, galenă, mispichel, molibdenit etc.), care se asociază metasomatitelor.

Cercetări recente asupra banatitelor și mai puțin asupra fenomenelor de contact generate de acestea îmbogățesc literatura mineralogică și petrografică privitoare la regiune[1].

Studiul de față prezintă ludwigitul din skarnele magneziene și calcarele dolomitice de la Băișoara pe baza datelor optice, chimice, diagrame de raze X și spectrul de absorbție în infraroșu.

Literatura mineralogică descrie pentru prima dată ludwigitul, ca mineral, după eșantioanele provenite de la Ocna de Fier (T s c h e r m a k, 1874, după A l. K i s s l i n g, 1967).

La Băișoara, ludwigitul a fost întîlnit în forajele săpate pe contactul dintre intruziunea de granodiorit din zona Mașca și calcarele ce aflorează în flancul estic al acestui corp. Ludwigitul, asociat cu magnetitul,

[1] E m i l i a G h e n e s c u (1957), raport, arh. M.M.P.G.; M. și El. B o r c o ș (1957—1962), raport, arh. I.G.; L. T e o d o r u (1966), raport, arh. I.G.; E m. S t o i c a și I l i e s c u S i l v i a (1966), raport, arh. I.G.; I. Întorsureanu și M a r i a P o p e s c u (1970), raport, arh. I.G.

apare în skarnele magneziene şi orizonturile dolomitice ale calcarelor, la adîncimi cuprinse între 90 şi 300 m (de la suprafaţă) şi la circa 50 m de contactul cu banatitul.

În skarnele magneziene s-au observat mineralele : forsterit, clinohumit, spinel (pleonast), flogopit, cummingtonit serpentin, asociaţie tipică faciesului metasomatic de temperatură ridicată.

Pe carotă se observă uneori aspectul de textură rubanată, datorat alternanţei benzilor centimetrice de ludwigit cu cele de magnetit (pl. I, fig. 1).

În mod obişnuit, ludwigitul formează agregate cristaline fibroradiare, uneori sferoidale, cu lungimi ale fibrelor pînă la 1 cm.

Morfologic, se caracterizează prin cristale anhedrale şi subhedrale, de culoare neagră şi luciu mătăsos.

Studiul microscopic pune în evidenţă următoarea parageneză : dolomit, forsterit, clinohumit, ascharit (szaibelyit), minerale serpentinice. Dintre acestea, ludwigitul, ascharitul şi clinohumitul sînt pentru prima dată menţionate în zăcămîntul de la Băişoara.

În secţiune subţire, *ludwigitul* apare în general opac ; zonele translucide au o culoare brun-roşcată, slab pleocroice în tonuri de brun şi verde închis, cu alungire pozitivă.

În secţiune şlefuită, mineralul prezintă capacitate de reflexie mai scăzută decît a magnetitului (pl. I, fig. 2). Pleocroismul de reflexie, destul de accentuat, este brun, paralel cu alungirea cristalului (axul X) şi cenuşiu-albăstrui după axul Y. Efectele de anizotropie sînt foarte puternice, în culori albastre la extincţie şi brun-roşcate pînă la roz la iluminare maximă. Se observă frecvent lamele de maclă.

Greutatea specifică este 3,703 (determinată cu picnometrul).

Analiza chimică parţială a mineralului arată următorul conţinut (%) : 0,77 SiO_2, 1,75 Al_2O_3, 29,55 Fe_2O_3, 19,90 FeO, 27,10 MgO, 0,60 CaO

$$f = \frac{FeO}{FeO + MgO} .100\% = 42$$

$$\frac{Fe^{2+}}{Fe^{3+}} = 0,67$$

Analiza spectrală semicantitativă a pus în evidenţă următoarele elemente :

Sb =	30—100 ppm	Bi =	300—1000 ppm
Pb =	3 „	Mo =	3—10 „
Sn =	10—30 „	Co =	1—3 „
Mn =	300—100 „	Ag =	1 „

Analizînd relaţiile ludwigitului cu celelalte minerale asociate spaţial, s-a stabilit următoarea succesiune de formare a principalelor minerale din parageneza sa :
forsterit — clinohumit — ludwigit — magnetit — ascharit.

Forsteritul, rezultat prin metamorfismul calcarelor dolomitice, sub influența fluxului termic generat de intruziunea banatitică, se întîlnește numai în zonele neafectate ulterior de procese metasomatice sau hidrotermale.

În zona de apariție a ludwigitului se remarcă substituția forsteritului prin *clinohumit*, care se prezintă sub formă de cristale cu habitus izometric, relicte în ludwigit, care îl substituie parțial (pl. I, fig. 3).

Magnetitul se dezvoltă în benzi centimetrice sau agregate granulare de dimensiuni reduse, în lungul planelor de clivaj și pe crăpăturile cristalelor de ludwigit (pl. I, fig. 2).

Într-o etapă tîrzie a fazei hidrotermale se produce ascharitizarea ludwigitului, sub acțiunea unor soluții slab alcaline (pH = 8,3 — 8,4), de temperatură joasă (V. L. Barsukov și G. E. Kurilcikova, 1957).

Pe cristalele de ludwigit și interspațial, ascharitul se dezvoltă sub formă de agregate fibroradiare, fin aciculare (pl. I, fig. 3) prezentînd: alungire (+), extincție dreaptă, birefringență ridicată (ord. II) și unghiul axelor optice (—2V) mic.

Dezvoltarea extrem de redusă a clinohumitului și ascharitului fac imposibil pentru moment determinări detaliate ale acestora.

Cercetările experimentale privind condițiile de formare ale mineralelor din seria ludwigit ($Mg_2Fe^{+++}BO_3O_2$) — vonsenit ($Fe_2^{++}Fe^{+++}BO_3O_2$) au arătat că această serie izomorfă este specifică skarnelor magneziene și calcice de la contactul granodiorit — dolomit, substituind skarnele forsteritice și rareori pargasitice (T. A. Kravciuk și colab., 1966).

Raportul $f = \frac{FeO}{FeO + MgO} \cdot 100$ mol.% — al mineralelor naturale ale seriei se modifică de la 5% (ludwigit) pînă la 90% (vonsenit), pe măsura evoluției parametrilor fizico-chimici ai soluțiilor mineralizante (T. A. Kravciuk și colab., 1966).

Ordinea de depunere a mineralelor seriei este controlată de alcalinitate (pH) și valoarea potențialului redox (Eh) (G. Guittard și P. Laffitte, 1961).

Produsele de sinteză testate roentgenografic și optic au permis construirea unei diagrame care exprimă dependența limitei temperaturii de formare a mineralelor seriei ludwigit-vonsenit, de concentrația (f) a ionilor de fier în soluțiile de acid boric (fig. 1) (T. A. Kravciuk și colab., 1966).

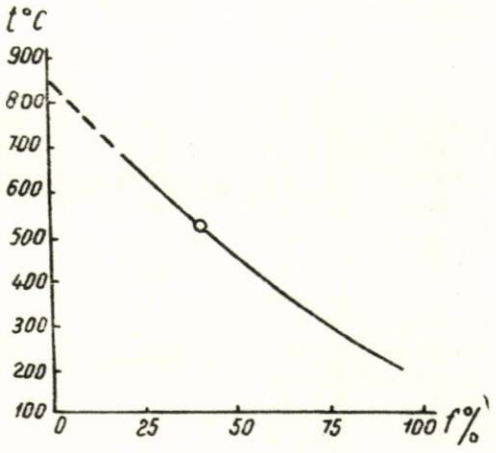


Fig. 1. — Dependența limitei temperaturii de formare a mineralelor seriei ludwigit-vonsenit, de concentrația (f) a ionilor de fier în soluțiile de acid boric.

Proiectînd pe diagrama din figura 1 ludwigitul de la Băișoara, al cărui raport (f), calculat din analiza chimică parțială este 42, rezultă o temperatură de formare de aproximativ 530°C.

Prin coborîrea temperaturii soluțiilor purtătoare de mineralizații, menținîndu-se celelalte condiții fizico-chimice, este de așteptat parageneza:

ludwigit — magnetit — ascharit (T. A. Kravciuk și colab., 1966).

Examinarea cu raze X a ludwigitului de la Băişoara, folosind radiaţia filtrată Cu Kα, evidenţiază faptul că mineralul studiat are compoziţia uşor diferită de ludwigitul de la Ocna de Fier (Al. Kissling, 1967) şi este asemănător cu un ludwigit sintetic, cu f = 48%, obţinut în condiţii experimentale controlate de pH şi Eh (T. A. Kravciuk şi colab., 1966).

În tabelul nr. 1 sînt înscrise datele roentgenografice determinate pentru ludwigitul de la Băişoara, pentru cel de la Ocna de Fier varietatea fibros-mătăsoasă, pentru ludwigitul sintetic şi ludwigit natural cu f = = 48%.

Tabelul nr. 1

Ludwigit de la Băişoara f 42%				Ludwigit mătăsos Ocna de Fier		Ludwigit sintetic f 50%		Ludwigit natural f 48%	
(Barkusov, 1961)		(Barkusov şi Kurilcikova, 1961)		(Kissling, 1967)		(Kravciuk şi colab., 1966)		(Kravciuk şi colab., 1966)	
d (A)	I	d (A)	I	d (A)	I	d (A)	I	d (A)	I
5,0903	90	5,0857	90	5,013	8	5,09	5	5,12	8
4,7239	25	4,7239	43						
3,0069	19	3,0193	37	3,799	2	3,07	1	3,02	1
2,9748	25	2,9687	40						
2,9083	19	2,9012	40						
2,8658	15	2,8574	35	2,888	1				
2,8084	16	2,8057	35						
2,7431	22	2,7406	41	2,736	2	2,74	1	—	—
2,6535	13	2,6464	32						
2,5900	11	—	—	2,614	1				
2,5480	100	2,5491	100	2,549	10	2,56	10	2,56	10
2,5244	45	2,5169	60			2,52	4	—	—
2,4227	13	2,4169	32						
2,3686	14	2,3686	34					2,36	4
2,3475	17	2,3439	34	2,354	1	2,34	3		
2,3031	14	2,3032	34	2,310	1	2,27	0,5		
2,1958	11	2,1927	32						
2,1635	52	2,1620	61	2,165	7	2,17	5	2,16	5
2,1206	16	2,1192	35	2,125	2	2,14	0,5		
2,0886	14	2,0886	33						
2,0311	23	2,0318	40	2,035	6	2,05	3	2,05	6
1,9945	33	1,9925	43	1,998	5	2,00	0,5		
1,9462	10	1,9516	30	1,955	2	1,938	3	1,921	7
1,9062	17	1,9106	35	1,912	6				
1,8691	20	1,8676	35	1,870	3				
1,7824	8		—			1,773	0,5	1,774	1
1,7642	15	1,7647	32	1,766	5				
1,7209	9					1,723	1		
1,7012	10								
1,7908	6								
1,6648	8			1,671	2	1,671	1		
1,600	11			1,600	1	1,628	0,5		
1,5726	13			1,579	5	1,591	2	1,584	4
1,5123	16			1,517	7	1,532	8	1,538	5
1,4960	15					1,503	8	1,498	7
1,4799	13			1,476	4	1,478	3	1,480	6
1,4516	5								
				1,380	8	1,231	5	1,383	8
				1,303	4	1,285	2	1,312	7
				1,283	2	1,254	0,5	1,252	1

Spectrul de absorbţie în I. R. al ludwigitului de la Băişoara este prezentat în figura 2.

Alura spectrului este asemănătoare cu a ludwigitului de la Moraviţa (Banat) (H. Moenke, 1962), benzile de absorbţie apar practic la aceleaşi numere de undă, după cum se constată din tabelul nr. 2 — I.R.

Mici deplasări ale unora din benzile de absorbţie observate în spectrul ludwigitului de la Băişoara le atribuim influenţei interferenţei cu benzile de absorbţie ale impurităţilor minerale din parageneza sa (magnetitul şi ascharitul), ce nu au putut fi separate la lupa binoculară. Astfel, în spectrul de absorbţie caracteristic ludwigitului se observă o bandă de absorbţie la 570 cm^{-1}, caracteristică pentru magnetit, şi o serie de patru picuri de absorbţie foarte slabe (840, 928, 982, 1 017 cm^{-1}), caracteristice ascharitului.

În domeniul benzilor caracteristice legăturilor hidroxil s-a pus în evidenţă o bandă la 3 480 cm^{-1}, alta la 3 568 cm^{-1}, prezentă în spectrul ascharitului, şi o a treia bandă slab pronunţată la 3 700 cm^{-1}, neatribuită încă.

Paragenezele minerale descrise sugerează formarea ludwigitului din zăcămîntul Băişoara prin substituţia metasomatică de temperatură înaltă a calcarelor dolomitice, în imediata vecinătate a corpului banatitic din zona Maşca. Substituţia a avut loc, în condiţiile unui mediu reducător, sub influenţa soluţiilor slab alcaline îmbogăţite în B_2O_3.

Pe baza chimismului, a diagramelor de raze X şi a spectrului de absorbţie în infraroşu s-a stabilit că ludwigitul de la Băişoara (f = 42) are un chimism apropiat de al ludwigitului pur cu f = 50%, fiind un termen intermediar al seriei Mg — ludwigit — vonsenit.

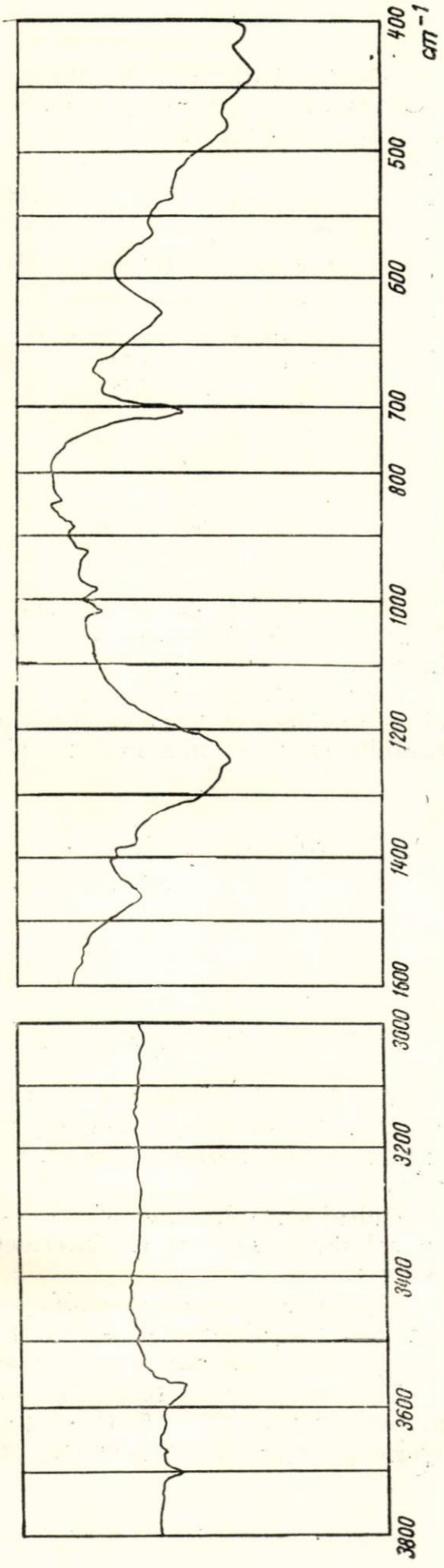


Fig. 2. — Spectrul de absorbţie în I.R. al ludwigitului de la Băişoara.

Absența kotoitului ($Mg\ B_2O_3$), pe de o parte, prezența clinohumitului și a magnetitului din parageneza ludwigitului, pe de altă parte, constituie indicii ale unui mediu reducător, slab alcalin.

Tabelul nr. 2

Ludwigit de la Băișoara (cm^{-1})		Ludwigit de la Ocna de Fier (Moravița) (Moenke, 1962) (cm^{-1})
415 cm^{-1}	3 480 cm^{-1}	415 cm^{-1}
440	3 568	440
485	3 700	480
520		520
570 — mgt		
628	842	625
703	880	701
1 270	928	1 265
	982	1 300
1 300	1 017	1 630

Raportul f = 42 și temperatura de 530°C, determinate pentru ludwigitul de la Băișoara, definesc condițiile fizico-chimice ale formării mineralului.

Aceste condiții corespund „stadiului alcalin timpuriu" a lui K o r j i n s k i ($t° = 450-600°C$); spre sfîrșitul acestui stadiu apar condiții de pH favorabile apariției mineralelor îmbogățite în fier — magnetitul.

PRESENCE OF LUDWIGITE IN THE BĂIȘOARA SKARNS, APUSENI MOUNTAINS

ABSTRACT

Ludwigite from BĂIȘOARA occurs in magnesian skarns and dolomitic limestones.

The following sequence of crystallisation :
forsterite, clinohumite, ludwigite, magnetite, ascharite, has been found, acording to the mutual relationships between ludwigite and the other minerals.

Opical and physical properties, I. R absorption spectra, X-ray and chemical data, indicate an intermediate member of the Mg-ludwigite — — Vonsenite series.

The mineralogical assemblage (the presence of clinohumite and magnetite, the absence of kotoite) suggests the genesis of ludwigite in reducing conditions and weakly alkali enviroment, rich in B_2O_3.

The formation of ludwigite took place near the banatitic body, by high temperature (T = 530° estimated by plotting Kravciuc, Necrasov Grigoriev, diagram) replacement of the dolomitic limestones.

BIBLIOGRAFIE

BARSUKOV V. L. (1961), *Nekotorîe voprosî gheohimii bora*, Gheohimiia, *7*.
BARSUKOV V. L., KURILCIKOVA G. E., *Ob usloviiah endoghennogo aşarita*, Gheohimiia, *4*, Moscova.
GUITTARD G., LAFFITE P. (1958), *Les calcaires méthamorphiques et les skarns du Pic de Costabonne*, Sci. de la Terre, Naucy, **VI**.
— (1961), *Skarnî pika Kostaboni* (*Vostocinîe Pirenei*) Vsb.: Fiziko-himiceskie problemî formirovaniia gornîh porod i rud, Izd. AN SSSR, Moscova.
KISSLING AL. (1967), *Studii mineralogice şi petrografice în zona de exoskarn de la Ocna de Fier* (*Banat*), Edit. Academiei, Bucureşti.
KORJINSKI D. S. (1965), *Abriss der metasomatischen Prezesse*, Akad. Verlag, Berlin.
KRAVCIUK T. A., NEKRASOV I. J., GRIGORIEV A. P. (1966), *Usloviia obrazovaniia mineralov liudvighit-vonsenitovogo riada po experimentalnîm dannîm*, Zapiski Vsesoiuznogo mineraloghiceskogo obşcestva, Moscova, **XCV**, *3*, 272–286.
MOENKE H. (1962), *Mineralspertren*, Akad. Verlag, Berlin.

Primit în redacţie la 3 februarie 1971

Institutul geologic

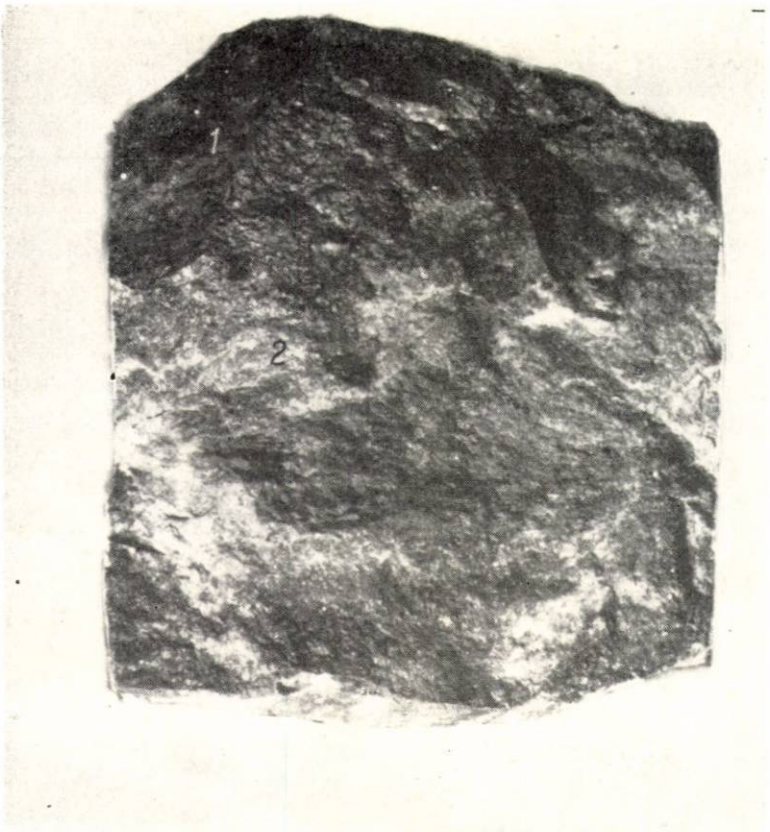


Fig. 1. — Textură rubanată. Ludwigit (1), magnetit (2) ; 1 : 1.

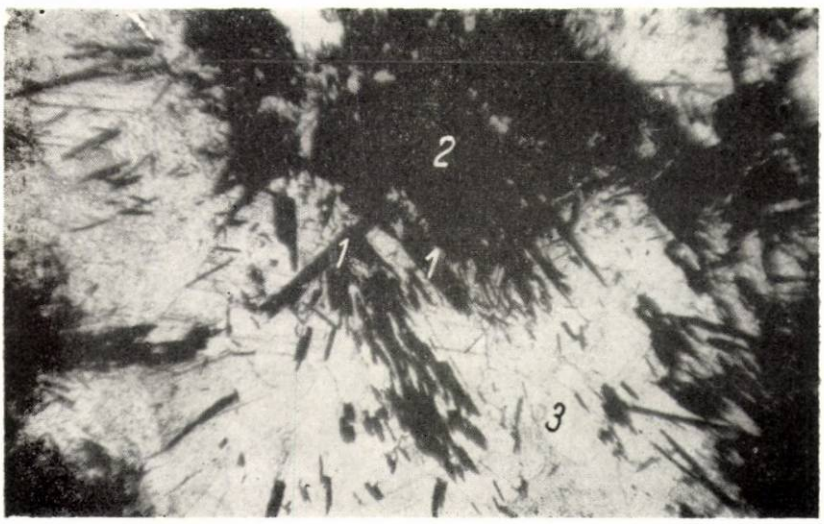


Fig. 2. — Cristale prismatice de ludwigit (1) asociate cu magnetit (2), în calcar dolomitic (3) ; N ∥ ; 30×.

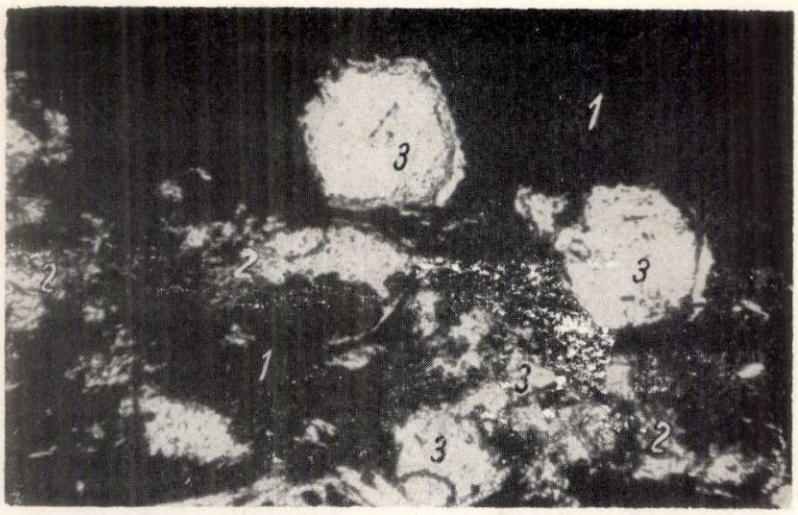


Fig. 3. — Asociația ludwigit (1) — ascharit (2) — clinohumit (3); N ∥ ; 30 ×.

Fig. 4. — Substituția ludwigitului (1) prin magnetit (2); N ∥ ; 70 ×.

STUDIUL CRISTALOGRAFIC ŞI CRISTALOCHIMIC AL FLUORINEI DE LA OCNA DE FIER

DE

L. PAVELESCU, AL. KISSLING

55 (05)

În zona de contact de la Ocna de Fier — Dognecea, cu tot numărul mare de minerale cunoscute şi indicate (peste 80), fluorina, mineral atît de frecvent asociat zonelor de skarn, nu a fost pînă în prezent semnalată.

În zona de contact banatitică, fluorina este menţionată la Moldova Nouă şi la Sasca Montană (V. v. Zepharovich, 1859), Oraviţa şi Băiţa Bihorului (C. Superceanu, 1956).

Absenţa fluorinei în skarnul de la Ocna de Fier Dognecea a fost utilizată de unul din noi (Al. Kissling, 1967) drept argument pentru susţinerea ipotezei că anionul de transport în schimbul bimetasomatic este CO_3H^- şi nu F^-, care în formarea mineralizaţiilor de hematit şi magnetit este considerată determinantă în cazul altor zăcăminte de skarn. Prezenţa cu totul accidentală a fluorinei în zăcămînt nu modifică însă concluziile noastre de atunci. Dată fiind prezenţa în imediata apropiere a mineralelor rezultate în metasomatoza pneumatolitică de bor (Al. Codarcea, Al. Kissling şi Margareta Kissling, 1957), formarea fluorinei nu este surprinzătoare.

PARAGENEZA FLUORINEI

Fluorina, care face obiectul prezentei note, provine din peretele de nord-est al carierei Magnet, perete situat în skarn, în imediata apropiere a zonei de contact ce conţine ludwigit. Parageneza fluorinei este următoarea : granat (andradit — grossular) brun-roşcat, diopsid verde-cenuşiu, pe care s-au dezvoltat cristale scurt prismatice de cuarţ, ce tapisează mici geode. Cuarţul constituie la rîndul său suportul cristalelor de fluorină. Granatul şi diopsidul sînt parţial alteraţi în condiţiile hidrotermale, în care s-a format fluorina, fiind substituiţi parţial de tremolit şi flogopit.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 2, p. 511–513, Bucureşti, 1971

CRISTALOGRAFIA FLUORINEI

Cristalele sînt cubice, cu latura de ordinul 1,5—2 cm. Formele observate sînt {100} la care se adaugă feţe vicinale de cub piramidat foarte înclinate, curbate, de forma (32. 1. 0)—(40. 1. 0), care par a fi striuri pe feţele (100) (fig. 1). Din studiile cristalografice efectuate asupra fluorinei se ştie că formele {111} se formează iniţial la temperaturi mai înalte, iar {100} în stadiul final al creşterii cristalului (W. S. T w e n h o f e l 1947). Bazaţi pe această constatare, considerăm că fluorina studiată s-a format într-un stadiu tîrziu al procesului metasomatic. Toate cristalele prezintă macle de penetraţie după [111]
Din debyeograma fluorinei, în care s-a folosit etalon NaCl, s-a determinat $a_0 = 5{,}4633$ Å la 21°C.

CHIMISMUL FLUORINEI

Fluorina are culoare violet intens. Microscopic se constată dispoziţia zonară şi ritmică după planele (100) a unor benzi intens violete. În alte cazuri, coloraţia violetă are contururi şi poziţii negeometrice, fără corelaţii cristalografice (fig. 1 şi 2).

Compoziţia chimică, stabilită în limitele a trei analize chimice, este următoarea :

Ca	51,02—52,60%
F	47,31—48,11%
Mn	0,26—0,64%
Mg	0,00—0,05%
Fe	0,00—0,05%
CeF_3	0,00—0,44%
YF_3	0,00—0,86%
H_2O	0,15—0,21%
SiO_2	0,00—0,02%

Coloraţia violetă poate fi cauzată de prezenţa manganului şi a pămînturilor rare.

ÉTUDE CRISTALLOGRAPHIQUE ET CRISTALLOCHIMIQUE DE LA FLUORINE DE OCNA DE FIER

RÉSUMÉ

La fluorine est signalée à cette occasion pour la première fois dans le skarn de Ocna-de-Fier. Les cristaux proviennent de la carrière de Magnet près d'une minéralisation avec ludwigite, en paragenèse avec du grossulaire — andratite, diopside et magnétite élevés sur le quartz.

Les formes sont {100} striées {32. 1. 0} — {40. 1. 0.} maclées après [111].

Le paramètre a = 5,4633 Å à 21 degrés Celsius, le chimisme est donné comme résultat de trois analyses chimiques.

On remarque un coloris violet, zoné, parallèle avec 100 (fig. 1 et 2).

Les formes (100) sont les dernèires dans l'évolution des formes de fluorine.

BIBLIOGRAFIE

CODARCEA AL., KISSLING AL., KISSLING MARGARETA (1957), *Asupra ludwigitului de la Ocna de Fier*, Bul. şt. geol.-geogr., **2**, *3—4*.

KISSLING AL. (1967), *Studii mineralogice şi petrografice în zona de exoskarn de la Ocna de Fier*, Edit. Academiei R.S. România.

SUPERCEANU C. (1956), *Noi apariţiuni de scheelit în zăcămintele de contact din provincia geochimică a banatitelor*, Revista Minelor, *6*.

TWENHOFEL W. S. (1947), *The temperature of cristalisation of a fluorite crystale from Luna-Country, New Mexico*, Econ. Geol., *42*.

ZEPHAROVICH V. v. (1859), *Mineralogische Lexikon des Kaiserthums Österreich*, Viena.

Primit în redacţie la 24 mai 1971

Institutul de petrol, gaze şi geologie

Fig. 1. — Coloraţia zonară şi ritmică după planele (100).

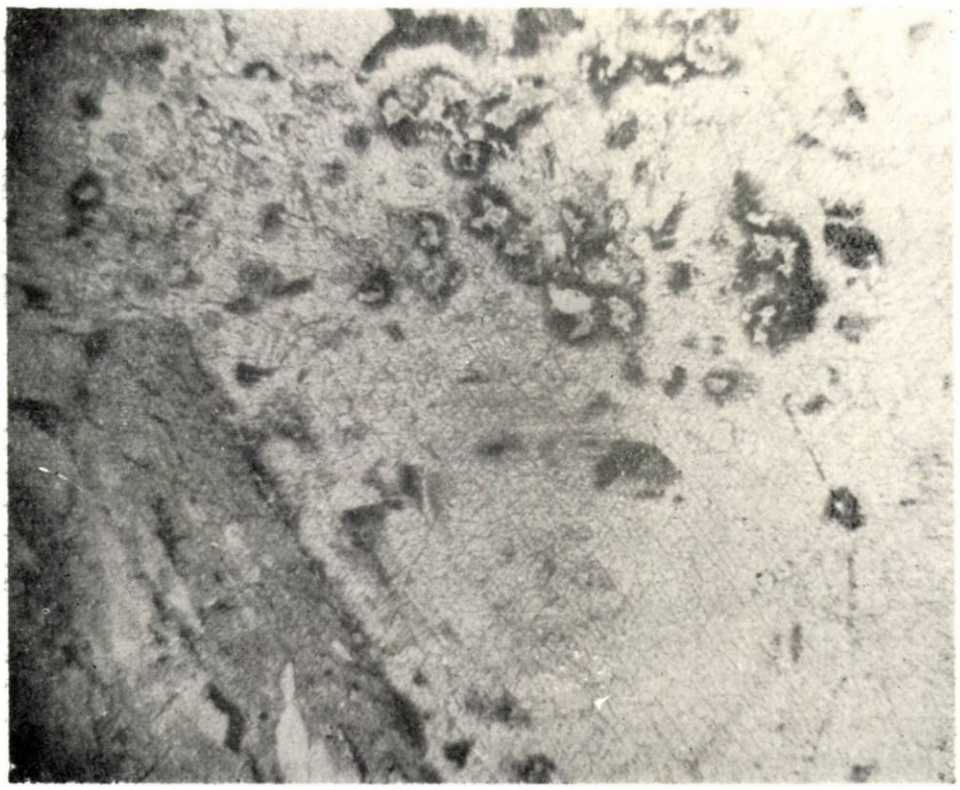


Fig. 2. — Coloraţia violetă, fără corelaţii cristalografice.

STUDIUL CRISTALOGRAFIC AL DIOPSIDULUI ŞI APATITULUI DE LA OCNA DE FIER

DE

AL. KISSLING

55 (05)

Cristalele mineralelor care fac obiectul prezentei note au fost găsite în anul trecut într-o geodă din corpul de minereu descoperit recent sub mineralizaţia de la Simon-Iuda, la orizontul —40.

Mineralizaţia este formată din magnetit, pe care se dezvoltă cristale de diopsid, ce folosesc la rîndul lor drept suport celor de apatit, care includ uneori diopsidul. Parageneza este completată de flogopit. Toate mineralele sînt acoperite cu cristale fine de cuarţ.

DIOPSIDUL

Cristalele de diopsid studiate au culoarea verde deschis, forme cristalografice perfecte, dimensiuni uneori mari, ajungînd la 6—8 cm lungime. Spre deosebire de alte minerale componente ale skarnului, diopsidul cristalizează excepţional de rar în geode, motiv pentru care cristale de forme geometrice sînt semnalate în zăcămîntul de la Ocna de Fier la intervale foarte mari de timp. Asociaţiile de forme cristalografice descrise în lucrările anterioare sînt destul de deosebite între ele, ceea ce este reflectarea variabilităţii condiţiilor genetice.

CRISTALOGRAFIA DIOPSIDULUI

Anterior au fost menţionate la Ocna de Fier formele: {100} {110} {221} {021} (V. v. Zepharovich, 1877); {100} {110} {001} {$\bar{3}$12} {$\bar{2}$21} {010} {021} {$\bar{1}$11} {111} {221} (E. Weinschenk, 1903). O varietate mare de forme: {100} {010} {210} {001} {110} {120} {501} {$\bar{1}$01} {021} {061} {111} {221} {131} {$\bar{1}$11} {$\bar{2}$11} {331} a fost descrisă de G. Tobborffy (1915), cristalele prezentînd asociaţii de 7—8 forme simple, în cazuri rare, 13 forme.

Cristalele de diopsid descrise în această lucrare prezintă asocierea unui număr redus de forme: {100} {110} {010} {021} {121} {$\bar{2}$21}. Forma nou întîlnită este {121}. Habitusul cristalelor este accentuat tabular după (100).

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 2, p. 515—519, Bucureşti, 1971

Cristalele de dimensiuni reduse, sub 2 cm lungime, prezintă asociaţia {100} {110} {010} {121} {021} {$\bar{2}$21} (fig. 1 a). În timpul creşterii cristalelor, forma {121} dispare la cristalele de 5—6 cm lungime, forma {$\bar{2}$21} se reduce mult, cristalul se dezvoltă pe direcţia [001], faţa {021} creşte în direcţia [100] (fig. 1 b). În timp ce cristalele mici sînt de culoare verde

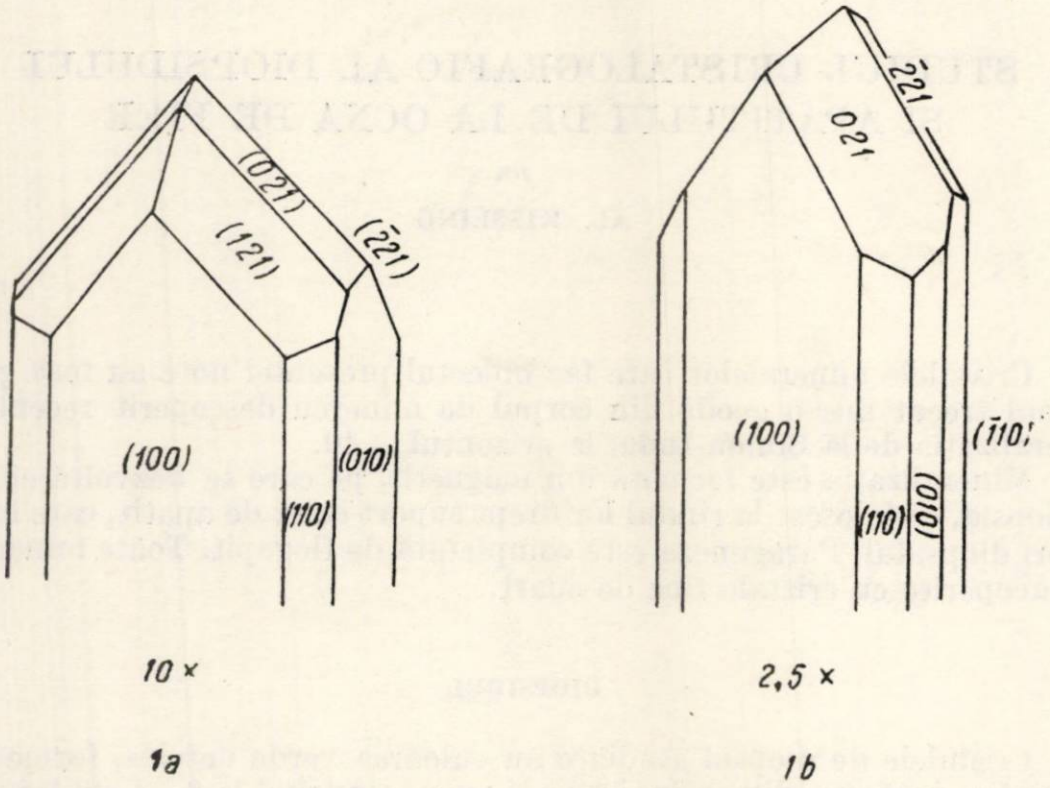


Fig. 1. — Forma cristalelor de diopsid.

intens, cu feţe perfecte, în special prismele oblice, cristalele mari sînt verzi, cu nuanţă cenuşie, datorită tremolitizării, numai feţele {021} îşi mai păstrează intacte reflexele.

Identificarea cristalelor studiate a fost făcută roentgenografic (tabelul nr. 1) şi optic, $c\lambda\ n\gamma = 38°$ $(n\gamma - n\alpha) = 0{,}031$, ceea ce corespunde diopsidului.

Tabelul nr. 1

Spectrul Debye-Scherrer al diopsidului
Anticatod de Cu fără filtru 10 mA 30 kV

Nr.	I	$\frac{d}{n}$	Nr.	I	$\frac{d}{n}$
1	5	3,26	8	7	1,744
2	10	3,00	9	2	1,622
3	2	3,56	10	10	1,616
4	10	2,519	11	9	1,418
5	5	2,128	12	8	1,322
6	3	2,009	13	7	1,280
7	4	1,828	14	10	1,071
			15	5	1,061

CRISTALOCHIMIA DIOPSIDULUI

Din studiile anterioare (E. Weinschenk, 1903) se ştie că diopsidul de la Ocna de Fier are un exces de calciu. Din analizele chimice mai vechi, ca şi din cele mai recente, interpretate cristalochimic pentru piroxenii de temperatură înaltă (diopsid), se remarcă un exces de Ca faţă de ionii cu rază mică (Mg, Fe) (tabelul nr. 2), în timp ce pentru piroxenii de temperatură joasă (hedenbergit şi mangan- hedenbergit), din contră, se constată un exces al ionilor cu rază mică (Mg, Mn, Fe) şi un deficit în Ca (Al. Kissling, 1967).

Tabelul nr. 2

Formulele cristalochimice ale diopsidului din skarnul de la Ocna de Fier

Nr. crt.	Formula cristalochimică
1	$[Si_{1.896}Al_{0.070}O_6]\ (Fe^{III}_{0,100}\ Fe^{II}_{0,069}Mg_{0.669})_{0,831}Ca_{1.209}$ (Al. Kissling, 1967)
2	$[Si_{2.010}Al_{0.000}O_6]\ (Fe^{III}_{0,001}\ Fe^{II}_{0,095}Mn_{0.187}Mg_{0.495})_{0.777}Ca_{1.195}$ (E. Weinschenk, 1903)
3	$[Si_{1.976}Al_{0.046}O_6]\ (Fe^{III}_{0,046}\ Fe^{II}_{0,126}Mn_{0.000}Mg_{0.786})_{0.956}Ca_{1.017}$ (Al. Kissling, 1967).

APATITUL

În lunga listă de minerale a zăcămîntului Ocna de Fier figurează patru minerale din grupul fosfaţilor, şi anume : piromorfitul (V. v. Zepharovich, 1873), vivianitul (D. M. Cădere, 1927), libethenitul (D. M. Cădere, 1928) şi veszelyitul (A. Schrauf, 1880). Acest din urmă mineral a fost descoperit pentru prima oară la Ocna de Fier. Apatitul nu a fost descris în skarnul de la Ocna de Fier—Dognecea, cu toate că este frecvent întîlnit în alte skarne, asociat mineralizaţiei de magnetit (V. A. Vahruscev, 1965). Cristalele studiate au dimensiuni pînă la 2,5 cm lungime şi 1,5 cm grosime, sînt cenuşii, formele întîlnite {1010} {10 11} (fig. 2 a).

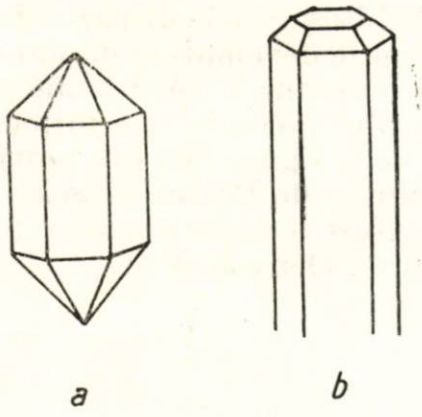


Fig. 2. — Cristale de apatit :
a, din skarnul de la Ocna de Fier (1:1);
b. din camptonitul banatitic din Munţii Poiana Ruscăi (1:3).

Apatit de forme ceva mai complexe {1010} {1011} {1012} {0001} (fig. 2 b), din camptonitele banatitice din Poiana Ruscăi, a fost descris

anterior (Al. Codarcea, L. Pavelescu, Al. Kissling, 1965).

Spectrul Debye-Scherrer al cristalelor a permis identificarea sigură a apatitului (tabelul nr. 3).

Tabelul nr. 3

Spectrul Debye-Scherrer al apatitului de la Ocna de Fier. Anticatod de Fe, filtru de M_n 10 mA 30 kV

Nr.	I	(h k i l)	$\frac{d}{n}$	Nr.	I	(h k i l)	$\frac{d}{n}$
1	2	(0002)	3,408	11	6	—	1,748
2	10	(2131)	2,784	12	8	(0004)	1,717
3	8	(3030)	2,692	13	6	—	1,498
4	5	(2020)	2,613	14	2	—	1,473
5	6	(1340)	2,242	15	6	—	1,450
6	7	(2242)	1,937	16	6	—	1,429
7	2	(1342)	1,883	17	4	—	1,278
8	9	(1233)	1,834	18	2	—	1,254
9	8	—	1,815	19	8	—	1,236
10	2	—	1,772	20	7	—	1,220

ÉTUDE CRISTALLOGRAPHIQUE DU DIOPSIDE ET DE L'APATITE DE OCNA DE FIER

RÉSUMÉ

Les cristaux de diopside et d'apatite ont été trouvés récemment dans le corps de minerai au-dessous du corps Simon-Iuda à l'horizon—40.

Le diopside a été identifié par les rayons X (tableau 1), la formule cristallochimique est celle du tableau 2 avec excès de Calcium en comparaison des ions avec un rayon ionique petit.

Les formes cristallographiques sont indiquées dans la figure 1.

Pendant la croissance des cristaux on remarque la modification de l'habitus avec la disparition de la forme {121}, la réduction de la forme {221} et le développement dans la direction [100].

L'apatite a été identifié par les rayons X.

Elle présente des formes simples (figure 2 a) par comparaison à celle de la figure 2 b, qui provient des filons de comptonitites banatitiques des Monts de Poiana Ruscă.

C'est pour la première fois qu'on signale de l'apatite dans la zone de skarn de Ocna-de-Fier.

BIBLIOGRAFIE

Codarcea Al., Pavelescu L., Kissling Al. (1965), *Contribuții la studiul unor camptonite cu kataforit din Poiana Ruscă*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *2*.

Căderе D. M. (1927—1928), *Fapte pentru a servi la descrierea mineralogică a României*, Mem. Acad. Rom., **IV**, *5*; **V**, *6*.

KISSLING AL. (1967), *Studii mineralogice şi petrografice în zona de exoskarn de la Ocna de Fier*, Edit. Academiei R.S. România.
SCHRAUF A. (1880), *Über Phosphorkupfererze veszelyit*, Z. f. Krist., **4**.
TOBORFFY G. (1915), *Diopsid von Vaskö in Kristallographischer und Optischer Beziehung*, Z. f. Krist., **52**.
VAHRUSCEV V. A. (1965), *Mineralogiia, gheohimiia i gheneticeskie gruppî kontaktovo-metasomaticeskih jelezorudnîh mestorojdenii Altae-Saianskoi oblasti*, Izdatelstvo Nauka, Moscova.
WEINSCHENK E. (1903), *Über eine eigenartig ausgebildeten Diopsid von Moravicza*, Tsch. Min. u. Petr. Mitt., **22**, 365.
ZEPHAROVICH V. v. (1877), *Mineralogischen Notizen*, Jahr. d. Ver. Lotos, Praga.

Primit în redacţie la 24 mai 1971

Institutul de petrol, gaze şi geologie

STUDIUL CRISTALOGRAFIC AL FLUORINEI DE LA HERJA (BAIA MARE)*

DE

AL. KISSLING, AMALIA SZÖKE

55 (05)

Cristalele de fluorină studiate provin din zăcămîntul de la Herja, Baia Mare, dintr-o ramură a filonului Sălan, de la orizontul —IV şi sînt descrise pentru prima dată cu ocazia lucrării de faţă. Într-o enumerare a mineralelor din zăcămîntul Herja, se face prima menţionare a fluorinei din acest zăcămînt de către S. K o c h (1942).

Fluorina este incoloră, transparentă, uneori cu nuanţă verde deschisă şi este asociată cu calciul, cu care s-a format concomitent. Dimensiunea cristalelor atinge sau uneori depăşeşte 2 cm. După poziţia în cadrul parageneze cu calcitul, se disting două generaţii de cristale de fluorină. Generaţia I, mai veche, este de culoare verde deschis, cu forme cristalografice {100} {111}, cu dezvoltarea egală a ambelor forme. Atît feţele de cub, cît şi cele de octaedru prezintă corodări accentuate, fără semnificaţie cristalografică. Aceste cristale se găsesc sub calcit, care la rîndul său foloseşte drept suport cristalelor de fluorină de generaţie ulterioară.

Cristalele ulterioare, de generaţia a II-a, sînt cristalografic mai variate. Mai rar apar formele (100) (110) (fig. 1) cu predominarea feţelor de cub. Cele mai frecvente şi caracteristice pentru zăcămîntul Herja sînt asociaţiile : (100) (110) şi (311), feţe care au o dezvoltare mai largă. Mai puţin dezvoltate sînt feţele (310) şi feţele curbe (811)—(10.1.1). Acestea din urmă sînt forme rar întîlnite la cristale de fluorină (fig. 2 şi 3).

Cristalele caracteristice zăcămîntului Herja, formate din asociaţia : (100) (110) (311) (310) (811) şi (10.1.1), sînt în parte asemănătoare cu cristalele de fluorină de la Capnic (J. K r e n n e r , 1929) : (100) (110) (111) (311) (211), în care predomină feţele (110) şi (111).

Corespunzător lipsei de culoare, analiza spectrală a pus în evidenţă gradul înalt de puritate : Al$\sim 10^{-3}$%, Cu 10^{-4}%, Mn 10^{-3}%, Mg 10^{-3}%, Fe 10^{-3}—10^{-4} %, Si 10^{-3}%, de unde se poate deduce şi temperatura foarte joasă de formare a acestor cristale, ceea ce se corelează cu predominarea

---

* Lucrare prezentată la sesiunea ştiinţifică a Institutului de geologie şi geografie a Academiei Republicii Socialiste România din 27 aprilie 1967.

St. cerc. geol., geof., geogr., seria geologie, t. 16, nr. 2, p. 521—523, Bucureşti, 1971

formelor {100}, care în cursul evoluției cristalelor substituie formele anterioare {111} și {110}.

Cristalele incolore au fost supuse unui examen roentgenografic, metoda Debye-Scherrer, cu etalon de NaCl. Parametrul rețelei la 21°C

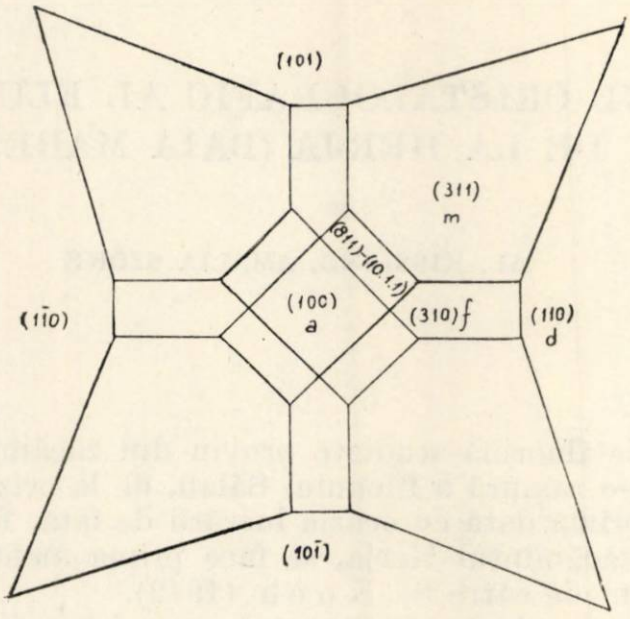


Fig. 3. — Cristal de fluorină generația a II-a.
(100) : (110) = 45°00′ (100) (311) = 25°30′
(100) : (811) = 10°07′ (100) (10.1.1) = 8°05′
(100) (310) = 18°22′

este $a_0 = 5{,}455$Å, valoare situată între 5,476Å pentru fluorina din Cumberland (L.G. Berry și K. M. Thompson, 1962) și 5,4500 $\pm$0,002Å (XRDC—II.3 061, citat după V. I. Miheev, 1957).

ÉTUDE CRISTALLOGRAPHIQUE DE LA FLUORINE DE HERJA (BAIA—MARE)

RÉSUMÉ

C'est la première description cristallographique de la fluorine de Herja.

On peut distinguer deux générations de cristaux :

— première génération, verdâtre, {100}, {111}

— deuxième génération, (figure 1) {100}, {110}, {311}, plus développée, et {310}, {811}, {10.1.1.} moins développée (figures 2 et 3).

L'analyse spectrale indique une grande pureté.

Le paramètre $a_0 = 5{,}455$ Å à 21 degrés Celsius.

Les cristaux se sont formés à une température basse.

Fig. 1. — Cristale de fluorină (100) (110) de generația a II-a ; 3x.

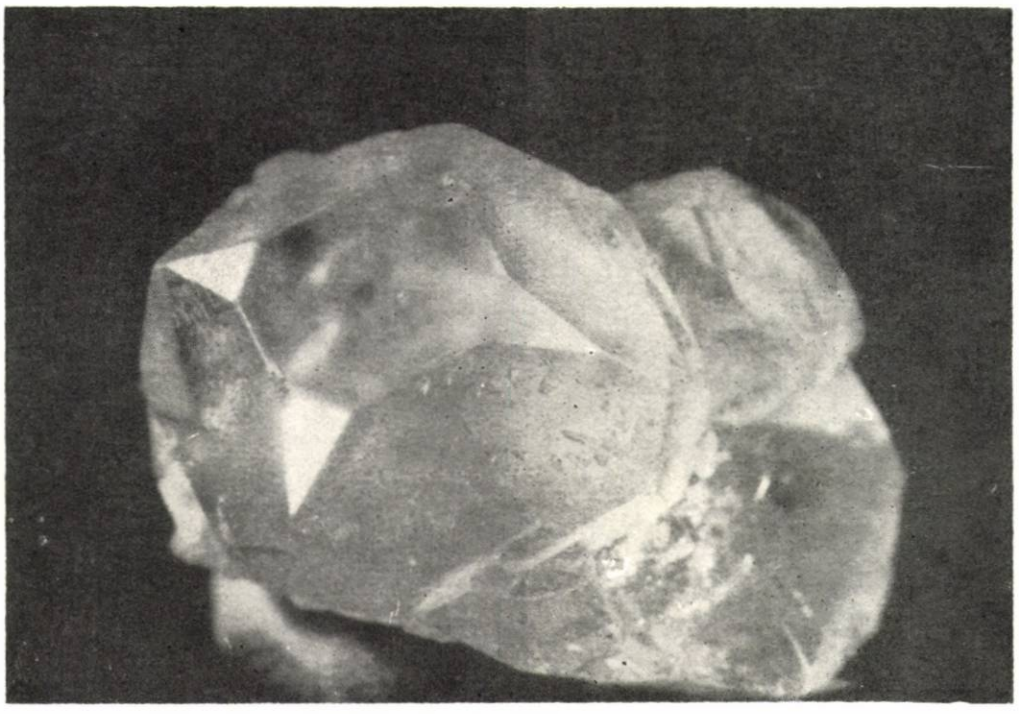


Fig. 2. — Cristale de fluorină (100) (110) (311) (811) — (10.1.1.) (310) de generația a II-a ; 3 ×.

BIBLIOGRAFIE

KOCH S. (1942), *Újabb ásványelöfordulás a szatmári bányavidéken*, Term. Tud. Közl. Pótfüzetek okt.—dec.

KRENNER J. (1929), *Fluorit aus Kapnikbánya*, Zbl. f. Min. Geol. u. Pal., A.

MIHEEV V. I. (1957), *Roentghenometriceskii opredelenie mineralov*, Gos. Naucino-Tehn. izd. lit. geol., Moscova.

SZÖKE AMALIA (1968), *Structura unor corpuri eruptive din regiunea Herja, Baia Mare și fenomenele de contact și autometamorfice legate de ele*, St. cerc. geol., geogr., geof., Seria geologie, **13**, *2*, 409—421.

Primit în redacție la 24 mai 1971

Institutul de petrol, gaze și geologie

PROSODACNA (PROSODACNA) LONGIUSCULA GILLETAE SSP. NOV. ÎN DACIANUL DIN ROMÂNIA

DE

I. C. MOTAŞ

55(05)

Prima menţiune şi figurare a speciei *Prosodacna longiuscula* Seninski în dacianul din România se datoreşte lui Suzette Gillet (1943).

Această specie a mai fost apoi menţionată de N. Macarovici şi colab. (1965) şi figurată de Elisabeta Hanganu (1965).

În colecţia Ionescu-Argetoaia, de la Institutul geologic din Bucureşti se găsesc mai multe exemplare etichetate *Prosodacna orientalis* Sabba şi care aparţin de fapt subspeciei noastre. Este probabil că Ionescu-Argetoaia a avut dubii în privinţa determinării, deoarece nu a figurat şi nici nu a descris, în teza de doctorat, formele în cauză.

Am avut la dispoziţie un material destul de bogat, provenit din dacianul inferior (geţian—strate cu *Pachydacna*—) din numeroase profile din Depresiunea Getică şi Subcarpaţii Munteniei.

Analiza detaliată ne-a arătat că avem de-aface cu o subspecie nouă.

Dedicăm această subspecie prof. Suzette Gillet de la Universitatea din Strasbourg, care a remarcat unele deosebiri dintre forma din România şi cele din U.R.S.S. (Suzette Gillet, 1943, p. 93).

Genul **Prosodacna** Tournouër 1882

Subgenul ***Prosodacna*** Tournouër 1882

Specie tip **Cardium macrodon** Deshayes 1838

Subspecie tip *Prosodacna* (*Prosodacna*) *longiuscula longiuscula* Seninski 1905

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 2, p. 525 — 529, Bucureşti, 1971

Prosodacna (Prosodacna) longiuscula gilletae I. Motaş ssp. nov.

pl. I, fig. 1, 2; pl. II, fig. 1.

1943 *Prosodacna longiuscula* Seninski; S. Gillet, p. 93, pl. VI, fig. 22, 22 a.

1966 *Prosodacna* (*Prosodacna*) *longiuscula longiuscula* Seninski; Elisabeta Hanganu, pl. XXV, fig. 2.

1966 *Prosodacna* (*Prosodacna*) *longiuscula obliqua* Ebersin; Elisabeta Hanganu, pl. XXV, fig. 3.

Holotip : Nr. 8 266, Institutul geologic, Bucureşti, colecţia Ionescu—Argetoaia.

Derivatio nominis : Omagiu prof. Suzette Gillet de la Universitatea din Strasbourg.

Locus tipicus : Valea Mare— Ogaşul Greaca, Bengeşti (jud. Gorj).

Stratum tipicum : Dacian inferior (geţian), marne nisipoase cu *Pachydacna* ex gr. *cobălcescui* (Fontannes), *Stylodacna heberti* (Cobălcescu), *Limnocardium* (*Tauricardium*) *olteniae* (Ionescu—Argetoaia), *Limnocardium* (*Ecericardium*) *motasi* Ebersin etc.

Diagnoza : Cochilia de obicei de talie mare, de formă ovală sau neregulat—ovală, convexă şi netedă. Vîrful umbonelui aproapiat de marginea cardinală. Pe cîmpul anterior se găsesc 21—25 de coaste netede, dintre care cele 9—10 coaste anterioare sînt foarte uşor convexe. Cîmpul posterior neted. Şarniera valvei drepte are doi dinţi laterali anteriori şi un dinte lateral posterior. Se remarcă, de asemenea, existenţa rudimentului dintelui cardinal. Pe valva stîngă este bine dezvoltat un dinte lateral anterior, remarcîndu-se şi existenţa unui rudiment foarte slab al dintelui cardianal. Pe suprafaţa internă se găsesc 20—22 de „coaste". Linia paleală întreagă.

Diagnose : Coquille d'habitude de grande taille, de forme ovale ou irrégulièrement—ovale, convexe et lisse. La pointe du crochet rapprochée du bord cardinal. Sur le champ antérieur se trouvent 21—25 côtes planes, dont les 9—10 antérieures sont très faiblement convexes. Le champ postérieur lisse. La charnière de la valve droite à deux dents latérales antérieures et une dent latérale postérieure. On remarque l'existence du rudiment de la dent cardinale. A la valve gauche il y a une dent latérale antérieure bien dévéloppée et aussi un rudiment très faible de dent cardinale. Sur la surface interne il y a 20—22 «côtes» . La ligne palléale entière.

Descrierea : Valvele de dimensiuni relativ mari, puternic convexe, de formă ovală sau neregulat—ovală, clar inechilaterale. Marginea cardinală convexă, cu ramura posterioară mai puternic înclinată decît cea anterioară. Marginea anterioară convexă şi rotunjită se racordează lin cu marginile învecinate. Uneori partea inferioară a marginii anterioare este deviată către partea posterioară. Marginea inferioară puţin convexă. Marginea posterioară slab convexă sau aproape dreaptă se uneşte, printr-o trecere gradată, cu marginea inferioară şi printr-una unghiulară cu ramura posterioară a marginii cardianale.

Umbonele mare, neted, cu excepţia vîrfului, răsucit şi deplasat anterior. Vîrful umbonelui este destul de mult aproapiat de marginea cardinală, deasupra dintelui lateral anterior superior.

Cîmpul anterior larg şi puternic convex este separat de cîmpul posterior îngust şi slab bombat printr-o coastă puţin exprimată, ce coboară de la umbone în unghiul infero-posterior al valvelor. Convexitatea maximă a cîmpului anterior şi deci a valvelor corespunde aproximativ domeniului cuprins între dintele lateral anterior şi rudimentul dintelui cardinal.

Suprafaţa externă are 21—25 de coaste netede, a căror lăţime creşte dinspre partea anterioară către cea posterioară. Dintre aceste coaste ale cîmpului anterior, cele 9—10 de la extremitatea anterioară a valvelor sînt cele mai înguste, dar în schimb sînt uşor convexe. Restul coastelor sînt mai late şi complet plane. Toate coastele cîmpului anterior sînt atît de puternic alăturate, încît spaţiile intercostale sînt reduse la nişte şanţuri liniare.

Cîmpul posterior este neted. Pe suprafaţa valvelor se mai găsesc striuri fine de creştere, mai clar exprimate pe cîmpul posterior, şi în plus 4—8 „inele anuale", plasate de obicei în jumătatea inferioară a valvelor.

Şarniera valvei drepte are doi dinţi laterali anteriori bine dezvoltaţi, un rudiment al dintelui cardinal şi un lateral posterior bine dezvoltat. Rudimentul cardinalului are forma unei protuberanţe scurte, longitudinală, situată la partea inferioară a platoului cardinal, aproximativ la mijlocul acestuia (ceva mai apropiat totuşi de partea anterioară). Lateralii anteriori sînt masivi, bine dezvoltaţi. Cel superior are aproximativ aceeaşi lăţime cu cel inferior, dar este mai scurt şi mai puţin înalt. Lateralul anterior inferior este înalt, gros, ascuţit la partea superioară, în formă de daltă. Dinţii laterali anteriori sînt separaţi printr-o fosetă alungită şi adîncă. Dintele lateral posterior bine dezvoltat, alungit îngroşat în partea mediană şi subţiat la extremităţi.

Pe valva stîngă se dezvoltă un dinte lateral anterior masiv, înalt, gros la bază, puţin turtit la partea superioară, şi un rudiment de dinte cardinal care apare sub forma unei protuberanţe mici şi alungite pe partea mediană a platoului cardinal. Sub dintele lateral se află o fosetă adîncă ; deasupra acestuia se observă un şanţ destul de puţin adînc. Foseta şi şanţul servesc la îmbucarea dinţilor laterali anteriori (inferior şi superior) de pe valva dreaptă.

Suprafaţa internă are 20—22 de „coaste" interne, care încep aproximativ din dreptul dintelui lateral anterior şi care cresc în dimensiuni de la anterior către posterior. La unele valve, ultimele 3—4 „coaste" interne se ridică mai sus de linia ce uneşte impresiunile muşchiulare, celelalte oprindu-se de obicei la această linie. La început, aceste „coaste" sînt foarte scurte şi înguste ; treptat ele cresc în lungime şi se lăţesc, terminaţia lor pe marginea inferioară a valvelor fiind din ce în ce mai ascuţită. La unele valve se observă, începînd cu a 5-a sau a 6-a „coastă" internă, prezenţa unui şanţ median slab schiţat. Şanţurile ce separă „coastele" interne sînt înguste şi uşor lăţite lîngă marginea inferioară.

Impresiunile muşchiulare sînt mari şi inegale : cea anterioară adîncă şi alungită, cea posterioară mai rotunjită, dar superficială.

Linia mantalei întreagă, deseori puţin distinctă şi situată relativ departe de marginea inferioară a valvelor.

Dimensiuni (în mm) şi raporturi :

	Lungimea (l)	Înălţimea (h)	Convexitatea (c)	Raporturi h/l	Raporturi c/h
Holotip	—	41,7	17,9	—	0,43
Paratip	40,6	35,2	17,5	0,86	0,47
	32,8	29,6	14,5	0,90	0,48
	—	33,4	16,2	—	0,48
	—	32,6	14,4	—	0,45

Observaţii : Subspecia descrisă se deosebeşte de formele euxinice (A. G. Eberzin, 1959) prin costaţia mai bine exprimată a cîmpului anterior. La forma noastră, cîmpul posterior este de obicei neted, în timp ce la formele euxinice acesta prezintă 4—8 coaste filiforme. „Coastele" interne de la formele euxinice depăşesc mult în sus linia paleală şi prezintă, mai ales la *Prosodacna* (*Prosodacna*) *longiuscula longiuscula* Seninscki, un şanţ median mai bine marcat. La forma noastră aceste „coaste" se opresc de obicei la linia paleală şi au şanţul median mai şters.

În general, la formele euxinice numărul coastelor externe şi interne depăşeşte 25 (25—30).

Ca aspect general, forma noastră se apropie mai mult de *Prosodacna* (*Prosodacna*) *longiuscula obliqua* Ebersin, deosebindu-se prin contur şi numărul de coaste.

Provenienţă şi răspîndire : Fosil conducător pentru dacianul inferior (geţian) din întreg cuprinsul Bazinului Dacic. A fost întîlnit la Bengeşti (jud. Gorj), Pietrari, Vîlcana Pandele (jud. Dîmboviţa), Cîmpina (jud. Prahova), Vintilă Vodă, Beceni (jud. Buzău).

PROSODACNA (PROSODACNA) LONGIUSCULA GILLETAE ssp. nov. DANS LE DACIEN DE ROUMANIE

RÉSUMÉ

La note présente une nouvelle sous-espèce de *Prosodacna* (*Prosodacna*) *longiuscula*, que l'auteur dédie au Pr. Suzette Gillet de l'Université de Strasbourg.

La nouvelle forme est caractéristique de Dacien inférieur (Gétien-couches à *Pachydacna*) de tout le Bassin dacique.

En décrivant la nouvelle sous-espèce l'auteur montre les différences entre celle-ci et les formes euxiniques *Prosodacna* (*Prosodacna*) *longiuscula longiuscula* Seninski et *P.* (*Prosodacna*) *longiuscula obliqua* Ebersin.

Le holotype figuré provient de Valea Mare-Ogaşul Greaca, Bengeşti (Dép. de Gorj), dans des marnes sableuses avec *Pachydacna* ex gr. cobălcescui (Fontannes), *Stylodacna heberti* (Cobălcescu), *Limnocardium* (*Tauricardium*) *olteniae* (Ionescu—Argetoaia), *Limnocardium* (*Ecericardium*) *motasi* Ebersin, etc.

Un des paratypes provient de Miroslăveşti (Dép. de Gorj), toujours des couches *à Pachydacna.*

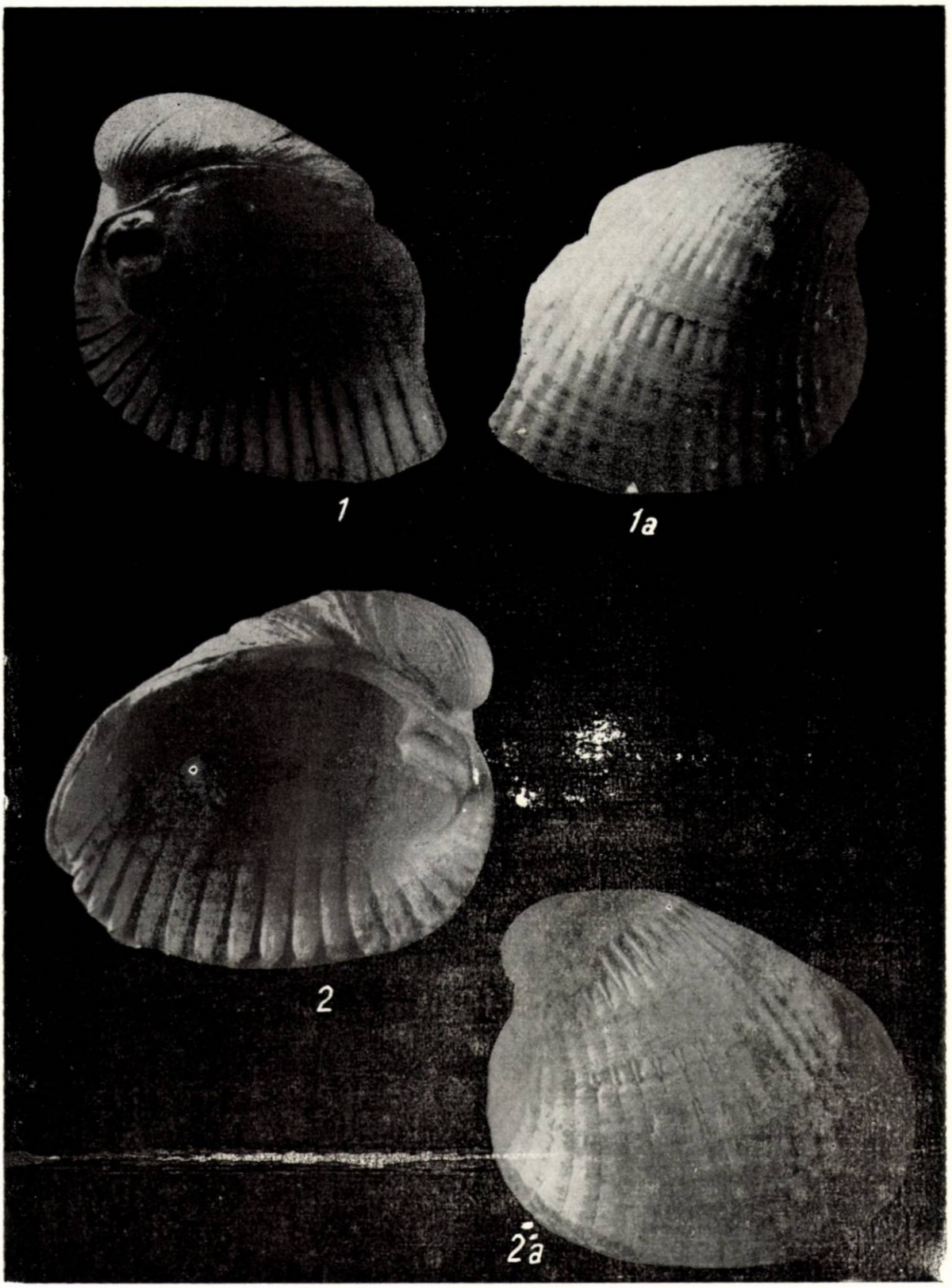


Fig. 1, 1 a. — *Prosodacna* (*Prosodacna*) *longiuscula gilletae* ssp. nov., holotip (1a × 1,4 ; 1 b × 1,2), Valea Mare—Ogaşul Greaca (Bengeşti—Gorj), dacian inferior (geţian).

Fig. 2, 2 a. — *Prosodacna* (*Prosodacna*) *longiuscula gilletae* ssp. nov., paratip (×1,4), Valea Mare—Ogaşul Greaca (Bengeşti—Gorj), dacian inferior (geţian).

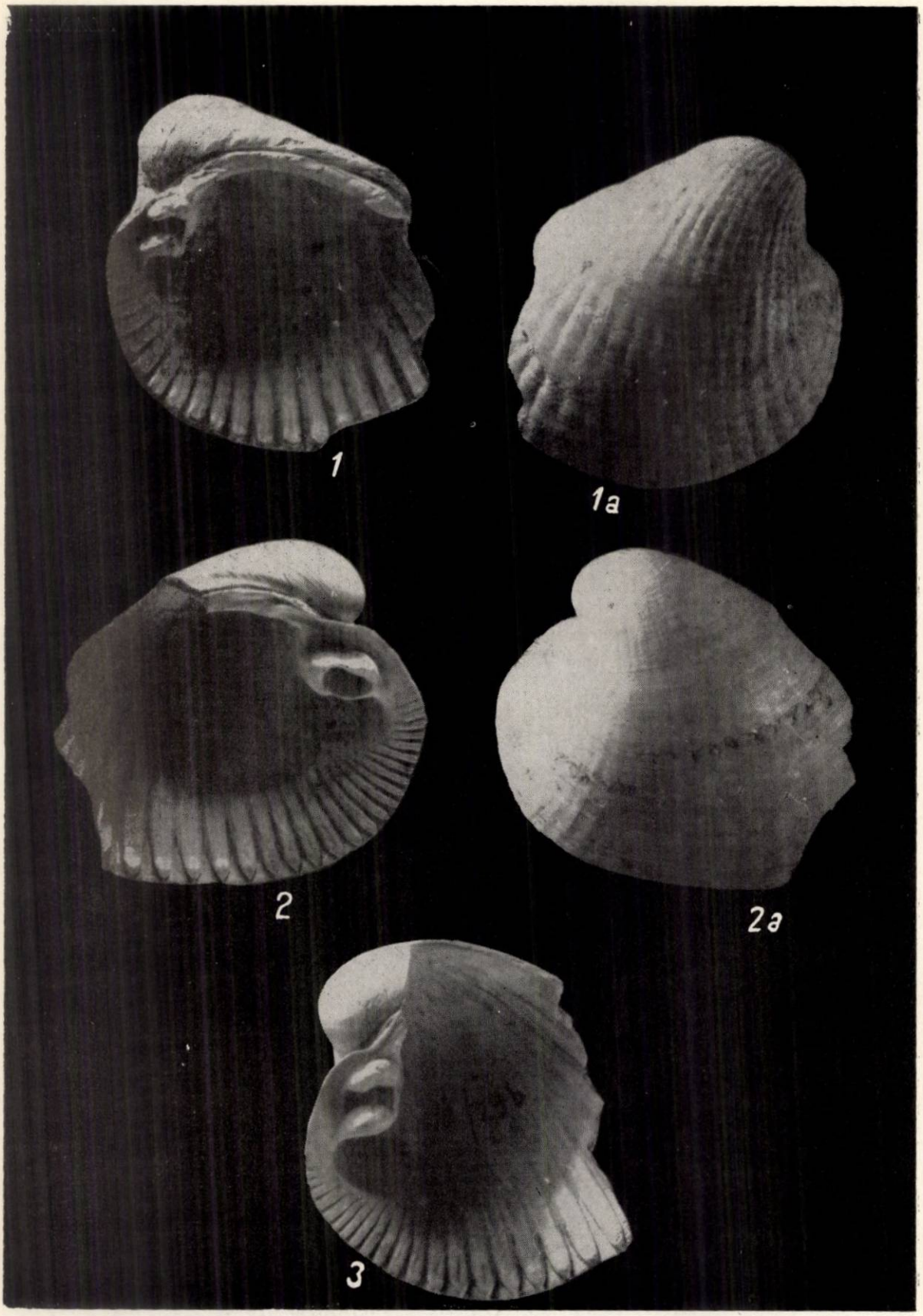


Fig. 1, 1 a. — *Prosodacna* (*Prosodacna*) *longiuscula gilletae* ssp. nov., (×1,7), Miroslăvești—Gorj, dacian inferior (getian).

Fig. 2, 2 a. — *Prosodacna* (*Prosodacna*) *longiuscula longiuscula* Seninski (2 a × 1,4 ; 2 b × 1,3), Abhazia, strate de Duab (kimmerian).

Fig. 3. — *Prosodacna* (*Prosodacna*) *longiuscula longiuscula* Seninski (×1,4), Abhazia, strate de Duab (kimmerian).

BIBLIOGRAFIE

EBERZIN A. G. (1959), *Solonovatovodnie kardiidi plioţena S.S.S.R. ciasti III, Prosodacna, Prionopleura i Pachydacna*, Tr. Paleont. Inst., Moscova, **LXXIV**.

GILLET SUZETTE (1943), *Les limnocardiidés des Couches à Congéries de Roumanie*, Mem. Inst. geol. Rom., **IV**.

HANGANU ELISABETA (1966), *Studiul stratigrafic al Pliocenului dintre văile Teleajen şi Prahova (regiunea Ploieşti)*, St. tehn. econ., Inst. geol., Seria J, nr. 2.

MACAROVICI N., MARINESCU FL., MOTAŞ I. C. (1965), *Asupra Neogenului superior şi a Ponţianului s. str. din Bazinul Dacic*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *2*.

Primit în redacţie la 30 martie 1971

Institutul geologic

CONTRIBUȚII LA STRATIGRAFIA MIOCENULUI MEDIU DIN NORD-VESTUL TRANSILVANIEI

DE

GIANINA CIOFLICA, GH. POPESCU

55(05)

Progresele realizate în zonarea biostratigrafică a depozitelor terțiare a făcut posibilă o reconsiderare a poziției reciproce a stratotipurilor etajelor neozoicului și implicit o revizuire a scării geocronologice. Studiile recente asupra stratotipurilor etajelor clasice au demonstrat numeroasele inconveniente ale scării geocronologice propusă de Schaffer (1927) pentru Bazinul Vienei și adoptată și de geologii români, în special în ceea ce privește miocenul mediu. Pentru înlăturarea acestora s-au făcut cîteva propuneri (C. Socin, 1958) ; I. Cicha și Tejkal, 1959 ; Z. Reiss și G. Gvirtzman, 1966 ; W. A. Berggren, 1969 ; W. H. Blow, 1969. Cea mai interesantă propunere este cea prezentată de Cicha și Seneš (1968), care au instituit o nouă scară geocronologică pentru neogenul din Paratethys.

Cum stratigrafia neogenului din Transilvania este asemănătoare cu cea din zona central-vestică a Paratethysului, folosirea noii scări geocronologice este ispititoare, deja înregistrîndu-se cîteva încercări în acest sens (N. Șuraru, 1970[1]; Gh. Popescu, 1970 ; V. Lăzărescu și G. Grujinschi, 1971). Recent, Gh. Popescu[2] a propus pentru nordul Transilvaniei folosirea unei scări geocronologice și care arată în felul următor :

sarmațian (Suess, 1866) ; kossovian (Pishvanova, 1968) ; badenian (Reiss și Gvirtzman, 1966) ; carpatian (Cicha și Tejkal, 1959) ; burdigalian (Depéret, 1893) ; aquitanian (Mayer-Eymar, 1858).

În alcătuirea acesteia s-a avut în vedere o suprapunere cît mai exactă a succesiunii de etaje (evitîndu-se suprapunerile și spațiile neacope-

[1] N. Șuraru (1970), *Stratigrafia depozitelor terțiare din bazinul inferior al văii Almașului (NV Transilvaniei) cu privire specială asupra celor miocen-inferioare*, rezumatul tezei de doctorat, Univ. București, fac. de geologie—geografie, București.

[2] Gh. Popescu, *Biostratigrafia depozitelor oligo-miocene de la sud de Masivul Preluca pe bază de foraminifere planctonice*, comunicare la șed. Inst. geol. (12 martie 1971).

rite), principiul priorității și posibilitățile de corelare cu stratotipul. Scara geocronologică mai sus prezentată va fi utilizată și în nota de față.

Bazele stratigrafiei depozitelor miocene din nord-vestul Transilvaniei au fost puse de K o c h în celebra sa lucrare asupra geologiei Transilvaniei (A. K o c h, 1900), care reprezintă o sinteză a cunoștințelor dobîndite la acea vreme.

Contribuții ulterioare la cunoașterea detaliată a acestor depozite au mai adus M a j z o n (1950 *a* și *b*), R ă i l e a n u (1956, 1959), Ş u r a r u (1961), M o i s e s c u și P o p e s c u (1967) și alții.

Pentru a facilita prezentarea stratigrafiei miocenului mediu din Transilvania vom aminti pe scurt definițiile cîtorva formațiuni geologice ce vor fi utilizate în prezenta notă (fig. 2).

Strate de Hida (H o f m a n n, 1879?) au fost definite depozitele ce stau peste argilele cu foraminifere de Chechiș (strate de Chechiș) și care suportă tufui de Dej. Ulterior, K o c h a modificat înțelesul dat de H o f m a n n stratelor de Hida, incluzînd sub același nume și argilele cu foraminifere de Chechiș. Noi vom folosi denumirea de strate de Hida în sensul primar al acestora.

Stratele de Cîmpie (A. K o c h, 1884) cuprind depozitele încadrate între primul nivel (nivelul grosier tufitic) al tufurilor de Dej și pînă la tufui de Ghiriș, depozite ce au o alcătuire litologică foarte diversă.

Stratele de Ciceu-Giurgești (G h. P o p e s c u, 1970). Partea terminală a stratelor de Hida care însoțește tufui de Dej și care se deosebește atît paleontologic, cît și litologic de depozitele subiacente au fost separate sub denumirea de strate de Ciceu-Giurgești. Din punct de vedere litologic sînt alcătuite dintr-o alternanță de marne, gresii și tufite. Ele încep de obicei cu un conglomerat și se termină sub tufurile grosiere din baza stratelor de Dej.

Stratele de Someș (aici definite). Atunci cînd stratele de Ciceu-Giurgești pot fi separate, depozitele subiacente pînă la argila cu foraminifere (strate de Chechiș) le denumim strate de Someș, ele reprezentînd de fapt partea inferioară și medie a stratelor de Hida.

Strate de Dej (G h. P o p e s c u, 1970). Este denumirea care a fost folosită pentru pachetul de depozite din partea inferioară a stratelor de Cîmpie, avînd drept limită superioară orizontul cu sare sau gips.

★

Primul ciclu neogen de sedimentare (aquitanian-burdigalian), care în nord-vestul Transilvaniei debutează cu stratele de Coruș, se încheie cu stratele de Someș, formațiune cu un caracter puternic regresiv. Partea superioară a acestora are o extindere foarte redusă, găsindu-se numai în centrul bazinului de sedimentare. Ele au fost întîlnite de noi numai în regiunea Dej—Reteag.

Cel de al doilea ciclu neogen de sedimentare (carpatian-sarmațiana) debutează cu stratele de Ciceu-Giurgești și se încheie cu stratele de Feleac (= strate cu ceriți).

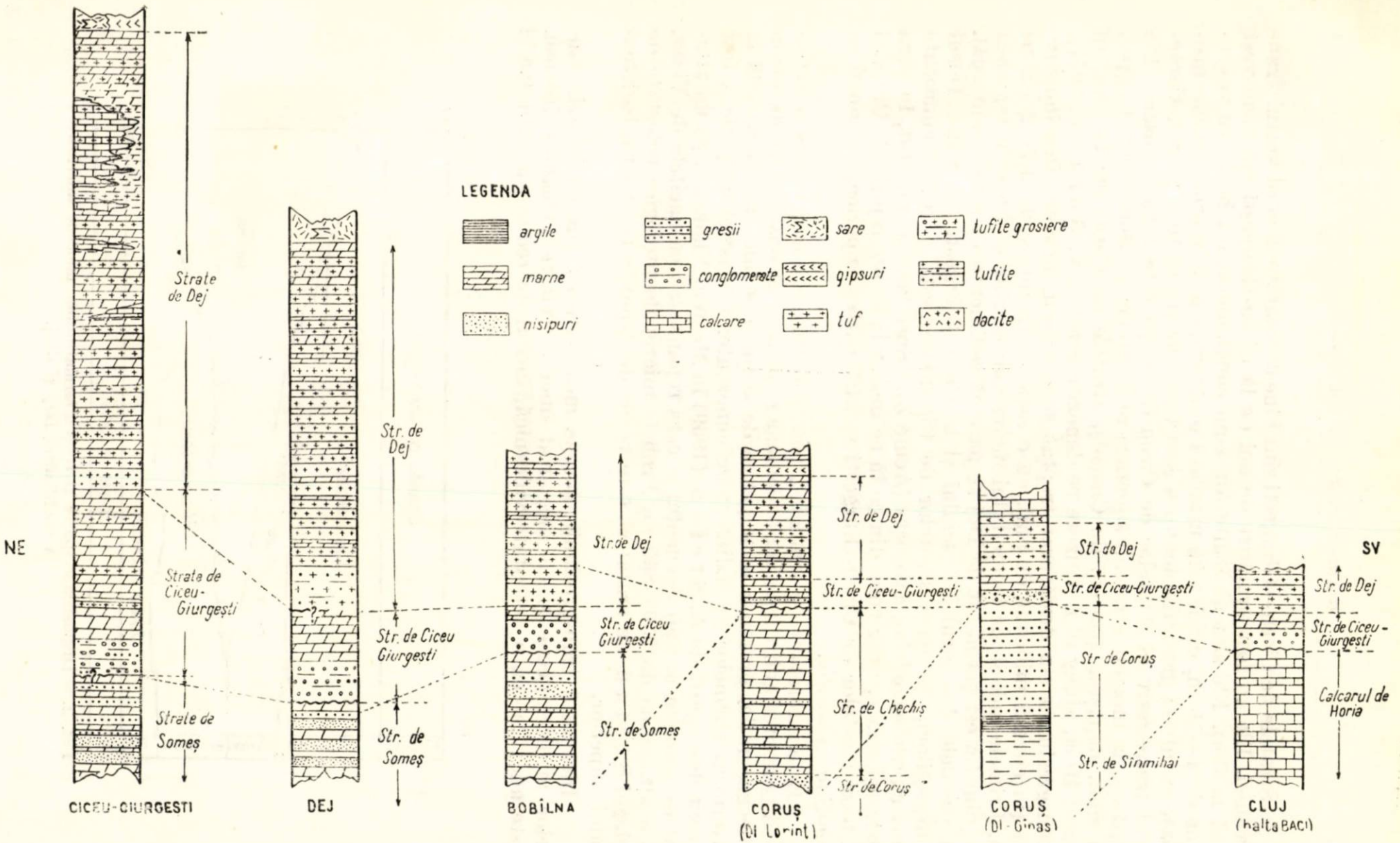


Fig. 1. — Coloane litologice sintetice între Dej și Cluj și corelarea lor.

Stratele de Ciceu—Giurgeşti sînt bine dezvoltate în nord-vestul Transilvaniei. Ele au fost urmărite de noi de la Ciceu-Giurgeşti spre sud-vest pînă la Cluj. Ele sînt alcătuite dintr-un conglomerat (în bază) cu o grosime de 4—10 m, după care urmează o alternanţă de marne, marne nisipoase şi tufite; grosimea acestora este variabilă (între 10 şi 25 m). Caracterul transgresiv al stratelor de Ciceu-Giurgeşti este bine cunoscut. Ele depăşesc la început termenii superiori ai stratelor de Someş (fig. 1), apoi, pe rînd, depăşesc stratele de Chechiş, stratele de Coruş iar la Cluj, în dealul Hoia, ajung să repauzeze pe depozite eocene (N. Ş u r a r u , 1961). Transgresiunea s-a desfăşurat treptat şi continuu, într-un timp îndelungat (în circa 2 milioane de ani), cu o rată de înaintare de 0,7—2 cm pe an. Primele indicii ale începutului îngresiunii marine le avem în regiunea Dejului (la est şi sud-est de Dej se pare că sedimentarea a fost continuă). În profilele din jurul Reteagului şi la Ciceu-Giurgeşti (pe valea Dosul Giurgeştilor), în baza stratelor de Ciceu-Giurgeşti, a fost recunoscută zona cu *Globoquadrina dehiscens* (Acme Z). Spre vest şi sud-vest, în baza acelorași strate, apar zone din ce în ce mai noi; în împrejurimile Clujului în baza stratelor de Ciceu-Giurgeşti se află partea superioară a zonei cu *Orbulina suturalis*.

Este interesant de semnalat, pentru o evaluare mai exactă a extinderii transgresiunii carpatian-badeniene şi pentru reconstituirile de ordin paleogeografic, prezenţa unor petice de sedimente miocene, ce se află la exteriorul bazinelor de sedimentare cunoscute. Un astfel de petic a fost recent descoperit de A. Ş t e f a n (1969) în Masivul Vlădeasa, pe un afluent de dreapta al văii Secueului şi care repauzează pe dacitele de Vişag, la o altitudine de 750—800 m. Probele micropaleontologice colectate de colegul Ş t e f a n au arătat că este vorba de depozite ce aparţin badenianului superior.

Începutul transgresiunii miocene medii este sincron cu invazia faunelor mediteraneene şi cu începutul unei activităţi vulcanice intense. Este adevărat că o activitate vulcanică, destul de redusă, a avut loc şi

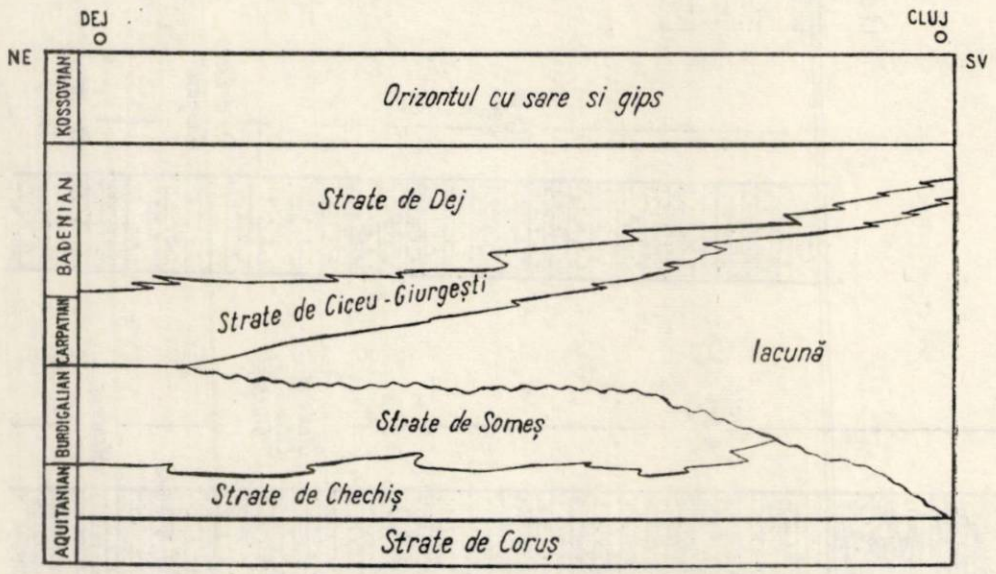


Fig. 2. — Dispoziţia în spaţiu şi timp a formaţiunilor miocene inferioare şi medii între Dej şi Cluj.

în miocenul inferior (dovadă sînt intercalaţiile tufitice care au fost întîlnite în stratele de Someş), însă o activitate vulcanică intensă începe în miocenul mediu.

Stratele de Ciceu-Giurgeşti sînt o formaţiune heterocronă; la est de Dej, microfauna indică vîrsta carpatian şi badenian inferior, iar spre sud-vest ele devin din ce în ce mai tinere, astfel că la Cluj microfauna ce o conţin indică badenianul superior.

Stratele de Dej sînt foarte bine dezvoltate în nord-vestul Transilvaniei. Ele au o alcătuire litologică heterogenă, în care elementul predominant sînt tufurile şi tufitele dacitice. Stratele de Dej sînt alcătuite dintr-o alternanţă de tufuri, tufite, gresii calcaroase, marne şi nisipuri. La vest de Dej se adaugă un nou element litologic, anume calcarele cu *Lithothamnium* şi marnele calcaroase compacte cu concreţiuni de *Lithothamnium*; aceste roci apar ca intercalaţii cu o dezvoltare lenticulară în partea superioară a stratelor de Dej. Grosimea stratelor de Dej este variabilă. În împrejurimile Dejului ele însumează peste 100 m, dar scade treptat în direcţia sud-vest, astfel că la Chinteni mai au 8—10 m grosime, iar în dealul Gînaş (la vest de Coruş) 4—6 m.

CONŢINUTUL MICROPALEONTOLOGIC

La începutul primului ciclu neogen de sedimentare se constată o invazie de faune a căror origine indo-pacifică a fost subliniată de S e n e ş (1959), idee acceptată apoi şi de alţi cercetători (A. P a p p, 1968; N. Ş u r a r u, 1970 [3]). La sfîrşitul acestui ciclu, întreaga faună dispare: mai întîi dispare macrofauna, apoi treptat şi microfauna (la început foraminiferele calcaroase, briozoarele şi ostracodele, apoi şi foraminiferele aglutinante). În partea superioară a stratelor de Someş, depozitele sînt lipsite de resturi organice. Numai în partea terminală se găseşte, destul de constant, un nivel cu pteropode prost conservate. Cauzele dispariţiei faunei către sfîrşitul primului ciclu neogen de sedimentare nu se cunosc exact, dar ele, desigur, au fost rezultatul izolării Paratethysului şi transformării lui într-o serie de lacuri pe cale de colmatare.

O nouă primenire a faunelor, de data aceasta de origine mediteraneană, este înregistrată la începutul celui de al doilea ciclu neogen de sedimentare.

Similitudinea succesiunii faunelor din Paratethys cu cele din Tethys este frapantă (fig. 3), zonele separate în miocenul mediu din nord-vestul Transilvaniei fiind uşor de recunoscut în domeniul mediteranean (vezi F. C a t i şi colab., 1968).

Zonele micropaleontologice separate în partea inferioară a miocenului mediu (zona cu *Globoquadrina dehiscens* şi zona cu *Globigerinoides sicanus*) au o suprafaţă de aflorare foarte restrînsă (la regiunea Dej—Reteag). Pe lîngă aria restrînsă de aflorare, ele corespund şi unei grosimi stratigrafice reduse, făcînd dificilă detectarea lor.

Suprafaţa de aflorare cea mai mare o au depozitele ce corespund zonei cu *Orbulina suturalis*, depozite ce aparţin badenianului superior. În

[3] *Op. cit.*, pct. 1.

ETAJE	ZONE MICROPALEONTOLOGICE		
	Transilvania de nord		*Aria mediteraneană (date ca subzone de Cati. și colab., 1968)*
KOSSOVIAN	*Zona cu Velapertina iorgulescui*	?	*Orbulina saturalis*
BADENIAN	*Zona cu Orbulina suturalis*	?	
	Zona cu Praeorbulina glomerosa		*Praeorbulina glomerosa s.l*
CARPATIAN	*Zona cu Globigerinoides sicanus*		*Globigerinoides bisphericus*
BURDIGALIAN	*Zona cu Globoquadrina dehiscens*		*Globoquadrina dehiscens*
	Zona cu Globigerinoides altiaperturus Globigerinoides trilobus		*Globigerinoides altiaperturus Globigerinoides trilobus*

Fig. 3. — Tabel corelativ al zonelor micropaleontologice din nordul Transilvaniei și aria mediteraneană.

partea superioară a zonei cu *Orbulina suturalis* se înregistrează o creștere considerabilă a numărului de indivizi aparținînd speciei *Globorotalia* (*Turborotalia*) *bykovae* (= *G.* (*T.*) *peripheroronda*) și apariția primelor exemplare din specia *G.*(*T.*) *peripheroacuta*. Acestea sînt ultimele microfaune care mai permit o corelare a depozitelor din Transilvania cu cele din aria mediteraneană. Faunele din depozitele supraiacente au un caracter endemic, caracter ce se va accentua treptat, culminînd în pannonian.

Observarea raportului dintre numărul indivizilor de foraminifere planctonice și cel al foraminiferelor bentonice în succesiunea depozitelor miocene medii este de cele mai multe ori edificator pentru o aproximare a nivelului stratigrafic.

În baza miocenului mediu se constată prezența aproape în exclusivitate a foraminiferelor planctonice. Foraminiferele bentonice apar abia în zona cu *Praeorbulina glomerosa* (în baza badenianului), dar foarte rare, reprezentate prin cîteva *Lagenidae* (nodosarii sau planularii) și cîteva aglutinante. Treptat, numărul foraminiferelor bentonice crește atît cantitativ, cît și calitativ, pentru ca în partea superioară a zonei cu *Orbulina suturalis* raportul plancton/bentos să fie în favoarea celei de a doua categorii de foraminifere. În ceea ce privește macrofauna, ea este absentă în

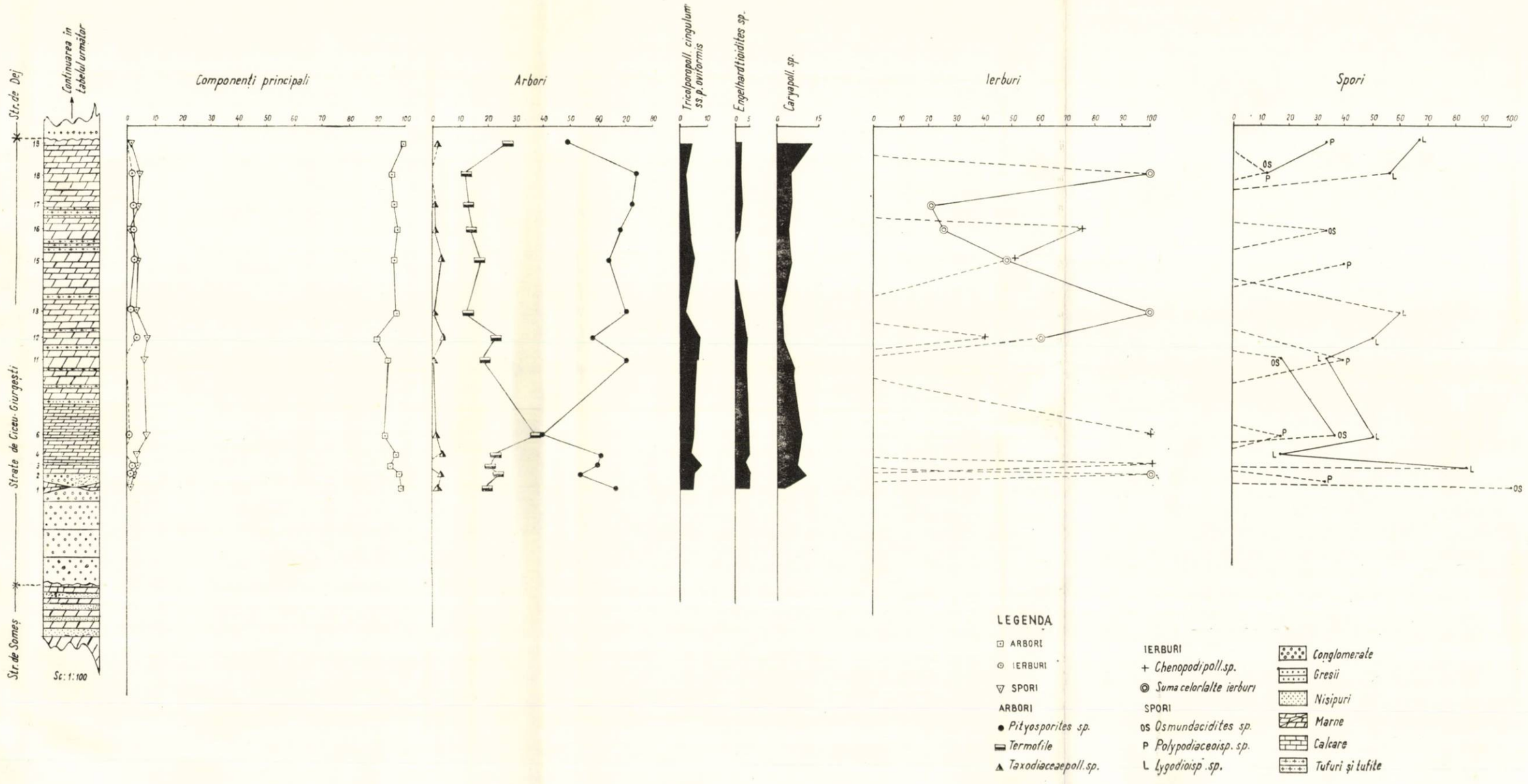
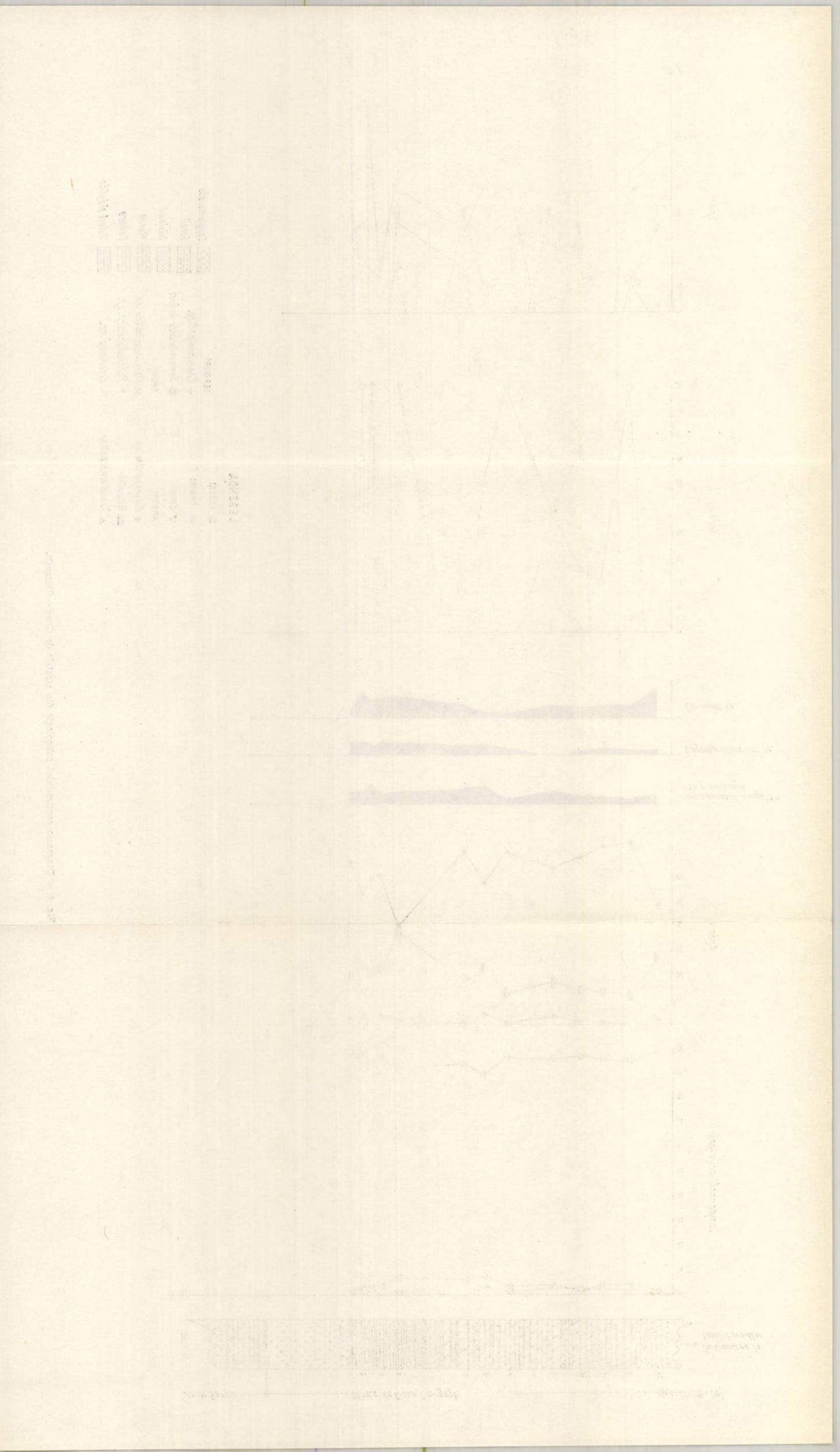


Fig. 4. — Diagrama conținutului palinologic din stratele de Ciceu—Giurgești.



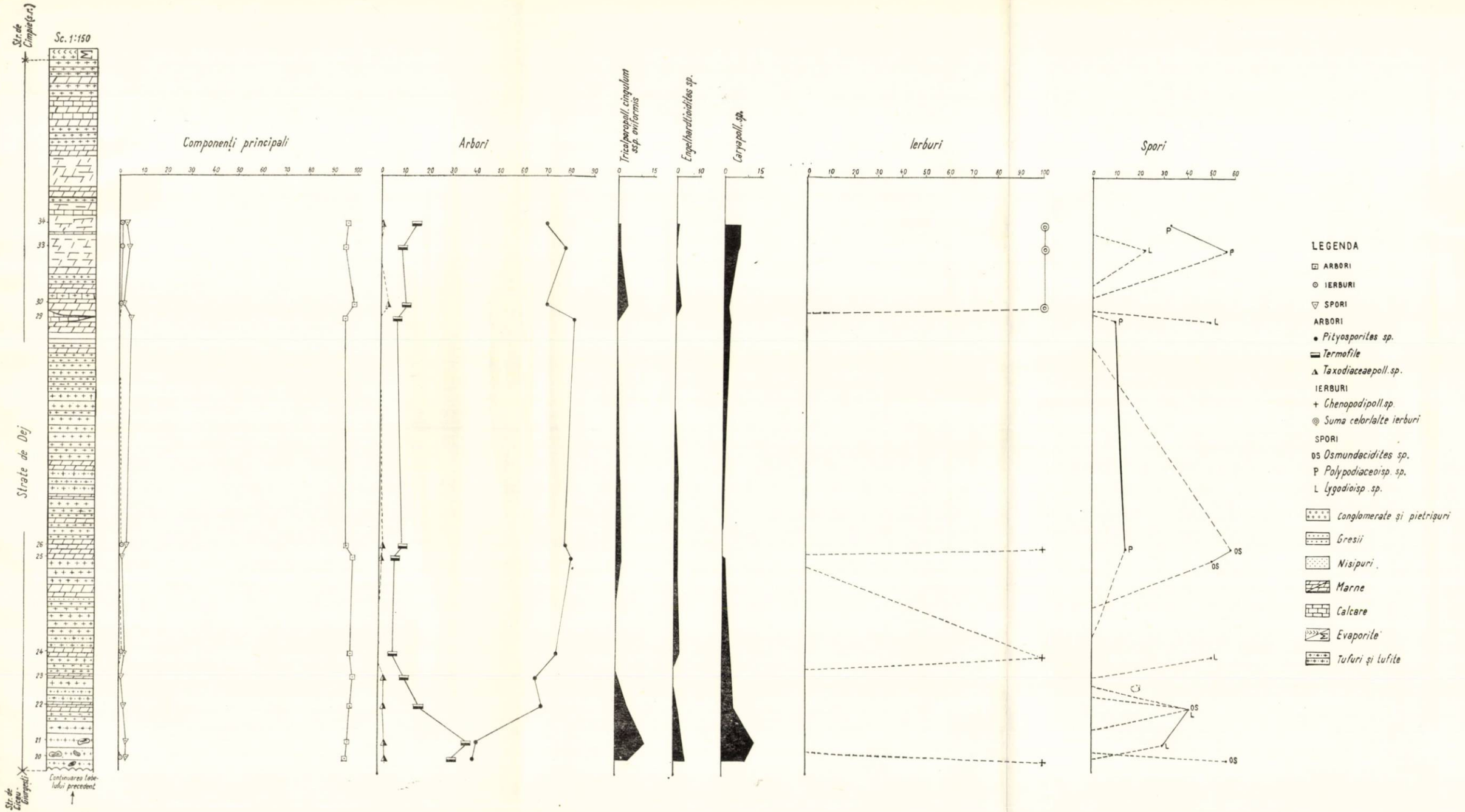


Fig. 5. — Diagrama conținutului palinologic din stratele de Dej.

carpatian şi în badenianul inferior. Primele macrofaune au fost întîlnite în partea medie a stratelor de Dej (cîteva cardiacee în intercalaţiile marnoase din împrejurimile Codorului—(Dej, jud. Cluj), dar în partea superioară frecvenţa lor creşte. Dezvoltarea maximă a macrofaunei se va înregistra în kossovianul mediu (la nivelul orizonturilor şisturilor cu radiolari şi a marnelor cu *Spirialis*).

Succesiunea de faune şi microfaune mai sus menţionată nu este un caz izolat. Aşa cum reiese din datele de literatură, ea este similară cu cea din Maramureş şi de la exteriorul Carpaţilor sau din bazinele intramontane. O situaţie similară a fost deschisă şi de B á l d i (1961) la Szokolya (Ungaria).

În ceea ce priveşte asociaţia sporo-polinică a depozitelor carpatianului şi badenianului din nordul Transilvaniei se constată o predominanţă a elementului arboricol (uneori atinge 99 %), fiind vorba deci de un spectru de pădure.

Coniferele aripate, care participă printr-o mare varietate de genuri, dintre care *Pityosporites* atinge procentul cel mai ridicat (80 %), alcătuiau păduri întinse ce dominau înălţimile.

Asociaţia indică de asemenea o pădure subtropicală-tropicală, cu frunze căzătoare (*Intratriporopollenites* sp., *Ulmipollenites* sp., *Tricolporopollenites cingulum* ssb. *oviformis*, *Eugelhardtioidites* sp., *Caryapollenites* sp., *Pterocaryapollenites* sp. etc.

Flora tropicală şi subtropicală este întregită de reprezentaţi ai ferigilor: specii de *Polypodiaceoisporites*(56 %), *Osmundacidites* (60 %), *Leiotriletes* (40 %), *Verrucingulatisporites* (30 %) etc.

Prezenţa solului umed sau a mlaştinei este indicată de pădurea mlăştinoasă, în alcătuirea căreia intră: *Taxodiaceaepollenites* sp., *Alnipollenites* sp., *Betulaepollenites* sp., *Salixipollenites* sp., *Myricipites miricoides*, *Nupharipollenites* sp.

Participarea în compoziţia asociaţiei sporo-polinice a genurilor *Ephedripites*, *Ericipites*, *Chenopodipollenites*, *Compositoipollenites* indică existenţa şi a unor regiuni mai uscate.

Asociaţia studiată suferă însă unele modificări în cuprinsul profilului.

Astfel, în partea lui inferioară, şi anume în cuprinsul stratelor de Ciceu-Giurgeşti, se constată o participare mai largă a termofilelor decît în cuprinsul stratelor de Dej (partea superioară a profilului).

De asemenea, taxodiaceele cunosc o participare mai redusă în partea superioară a profilului (strate de Dej), iar genurile *Nupharipollenites* şi *Myricipites* lipsesc cu desăvîrşire, fapt ce indică o reducere a gradului de umiditate.

În concluzie, putem admite existenţa în cursul depunerii acestor depozite a unui climat mai cald şi umed, care pe măsura înaintării în timp a devenit ceva mai rece şi mai uscat.

CONTRIBUTION CONCERNANT LA STRATIGRAPHIE DU MIOCÈNE MOYEN DU NORD-OUEST DE LA TRANSYLVANIE

RÉSUMÉ

Après une brève présentation des formations miocènes moyennes (carpathiennes-kossoviennes) du Nord-Ouest de la Transylvanie, les auteurs font une description lithologique complète de celles-ci, en considérant simultanément leur développement régional.

Les études micropaléontologiques (microfaunique et microflorique) ont mené à établir l'âge des formations et ont permis leur mise en parallèle avec des formations similaires appartenant à d'autres aires géographiques. Les études microfloriques ont servi à compléter l'image de l'évolution paléogéographique de cette région.

BIBLIOGRAFIE

BÁLDI T. (1961), *Geobiology of the middle Miocene fauna from Szokolya (Börzsöny Mountains)*, Annal. Univ. Scient. Budap. Rolando Eötvös nom. Sect. Geol., Budapesta, *4*, 3—29.

BERGGREN W. A. (1969), *Rates of evolution in some Cenozoic planktonic foraminifera*, Micropaleontology, New York, **15**, *3*, 351—365, 13 fig. în text, 8 tabele.

BLOW W. H. (1969), *Late Middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy*, Ist Intern. Conf. Plankt. Microf. Geneva 1967, Proc., Leiden, **1**, 199—422, 52. pl., 43 fig. în text.

BOIȚOVA E. P. (1956), *Atlas mioțenovîh sporovo-pîlțevîh kompleksov razlicinîh raionov S.S. S.R.*, Gos. nauci, teh. izd. lit. po. geol. u. ohr. nedr., Moscova.

CATI F., COLALONGO M. L., CRESCENTI U., d'ONOFRIO S., FOLLADOR U., PIRINI RADDRIZZANI C., POMESANO CHERCHI A., SARVATORINI G., SARTONI S., PREMOLI SILVA I., WEZEL C. F. & BERTOLINO V., BIZON G., BOLLI H. M., BORSETTI CATI A. M., DONDI L., FEINBERG H., JENKINS D. G., PERCONIG E., SAMPÓ M., SPROVIERI R. (1968), *Biostratigrafia del Neogene mediterraneo basata sui foraminiferi planctonici*, Bull. Soc. geol. It., Roma, **87**, 491—503, 2 tabele.

CICHA I., SENES J. (1968), *Sur la position du Miocène de la Paratethys Centrale dans le cadre du Tertiaire de l'Europe*, Geologica Carpatica, Bratislava, **19**, *1*, 95—117, 4 fig. în text, 1 tabel.

CIOFLICA GIANINA, POPESCU GH. (1966), *Biozonarea depozitelor tortoniene din bazinul Brad—Săcărîmb*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *2*, 537—545, 2 tabele, 2 pl. + 1 fig. în text.

HOFMANN K. (1887), *Geologische Notizen über die krystallinische Schieferinsel von Preluka und über das nördlich und südlich anschliessende Tertiärland*, Jahr. k. ung. geol. Ansalt (1885), Budapesta, p. 31—61.

KOCH A. (1884), *Bericht über die im Klausenburegr Radgebirge im Sommer 1883 ausgeführte geologische Specialaufnahme*, Földt. Közl., Budapesta, **XIV**, 213—233,

KOCH A. (1900), *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. II. Neogene Abtheilung*, Budapesta, 370 p., 50 fig. în text + 3 pl.

KREMP G. O. W., AMES H., HILDE GREBE (1958), *Catalog of fossil spores and pollen. Tertiary Spores and pollen*, Palynological Laboratories University Park, Pennsylvania, **3**.

LĂZĂRESCU V., GRUJINSKI C. (1971), *Sur les subdivisions stratigraphiques de la molasse miocène de Transylvanie et Munténie (Roumanie)*, Bul. Soc. Șt. Geol., **XI**, 121—135, 1 tabel + 2 pl.

MOISESCU V., POPESCU GH. (1967), *Studiul stratigrafic al formațiunilor paleogene și miocene din regiunea Chinteni—Baciu—Sînpaul (nord-vestul Transilvaniei)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *1*, 211—224, 4 fig. în text.

NAGY ESTHER (1969), *Palinological elaborations the Miocene layers of the Mecsek mountains*, Annals of the hungarian geological institute, Budapesta, **LII**, fasc. 2.

PAPP A. in co-operation with GRILL R., JANOSCHEK R., KAPOUNEK J., KOLLMANN K., TURNOVSKY K. (1968), *Nomenclature of the Neogene of Austria*, Verh. Geol. Bund., Viena, **1**, *2*, 19—27, 1 tabel (extras).

PISHVANOVA L. S. (1968), *On the zonation of the Miocene by means of planktonic foraminifera*, Giorn. geol., Bologna, seria 2, **35**, *3*, 233—244, pl. VII—XI, 1 fig. în text.

POKROVSCKAIA I. M. (1966), *Paleopalinologhia Vsesoiuznovo naucino issledovatelskovo geologiceskovo instituta*, Leningrad, **III**.

POPESCU GH. (1970), *Planktonic foraminiferal zonation in the Dej Tuff Complex*, Rev. roum. géol., géophys., géogr., Serie de géologie, **14**, *2*, 189—203, pl. I—VIII.

RĂILEANU GR. (1956), *Prezența Buglovianului în regiunea Apahida*, An. Univ. „C. I. Parhon" București, Seria șt. nat., *9*, 159—163.

— (1959), *Cercetări geologice în regiunea Cluj—Apahida—Sic*, .D. S. Com. geol., **39**, 128—140 + 1 hartă.

REISS Z., GVIRTZMAN G. (1966), *Borelis from Israel*, Eclogae geol. Helv., Basel, **59**, *1*, 437—447, 2 fig. în text, 2 pl.

SCHAFFER F. X. (1927), *Der Begriff der „miozänen Mediterranstufen" ist zu streichen*, Ver. Geol. B.—A., Viena, p. 86—88.

SENEŠ J. (1959), *Súčasné znalosti o paleogeografii centrálnej Paratethýdy*, Geol. práce, Bratislava, *55*, 83—108, 9 fig. în text.

SOCIN C. (1959), *Una proposta per il limite cronologico Elveziano-Tortoniano*, Boll. Soc. Geol. It., Roma, **77**, *1*.

ȘTEFAN A. (1969), *Structura geologică a părții de est a Masivului Vlădeasa*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **14**, *2*, 523—530, 1 fig. în text.

ȘURARU N. (1961), *Contribuții la cunoașterea microfaunei unor depozite miocene din imediata apropiere a orașului Cluj*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai", Cluj, seria a II-a, *1*, 111—121.

THOMSON P. W., PFLUG H. (1953), *Pollen und Sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs*, Palaeontographica, Stuttgart, **94**, Abt. B.

Primit în redacție la 3 iunie 1971.

Institutul geologic

O NOUĂ SPECIE DE *PROSODACNA* ÎN DACIANUL SUPERIOR DIN ESTUL MUNTENIEI

DE

I. PAPAIANOPOL

55 (05)

În ultimii ani (1969—1970) au fost întreprinse o serie de cercetări în partea estică a Munteniei (la est de valea Cricovul Sărat), care au avut drept scop studiul biostratigrafic al seriei pliocene.

Din depozitele dacianului superior[1] care aflorează pe valea Budureasca, la circa 2 km sud-vest de comuna Călugăreni, au fost colectate o serie de valve, aparţinînd unei specii de *Prosodacna*, care prin caracterele sale se deosebeşte de celelalte specii ale acestui gen cunoscute pînă acum în Bazinul Dacic.

Exemplarele recoltate provin dintr-un pachet de nisipuri fine sau de granulaţie medie (cu o grosime de 1,5—2 m), de culoare cenuşie, gălbuie sau roşietică, uneori slab cimentate, cu : *Viviparus* cf. *rumanus* (Tournouër), *Melanoides* (*Stenomelania*) *abchasica* (Seninski), *Pyrgula eugeniae* (Neumayr), *Pyrgula bicincta* Lörenthey, *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cobălcescu, *P.* (*Psilodon*) *neumayri neumayri* (Fuchs), *Prosodacna* (*Prosodacna*) *cucestiensis* (Fontannes), *P.* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes), *P.* (*Prosodacna*) *daciana* nov. sp., *Horiodacna rumana* Sabba, *Pseudocatillus pseudocatillus* (Barbot de Marny), *Congeria* sp. etc. Acest nivel nisipos se situează la aproximativ 90—95 m deasupra limitei inferioare a dacianului superior din acest profil.

Sub nisipurile cu *Viviparus* cf. *rumanus* Tournouër stau marne cenuşii, dure, pe alocuri uşor nisipoase, cu : *Prosodacna* (*Psilodon*) cf. *haueri* Cobălcescu, P. (*Prosodacna*) ex gr. *zamphiri* (Cobălcescu), *Pseudocatillus dacianus* Ebersin, *P. subzlatarskii* Ebersin, *Zagrabica reticulata* Sabba.

Deasupra pachetului nisipos cu *Prosodacna* (*Prosodacna*) *daciana* nov. sp. se succedă marne nisipoase şi nisipuri gălbui-roşietice, deseori

[1] Înţelegem prin dacian superior intervalul stratigrafic cuprins între geţian (dacian inferior — strate cu *Pachydacna*) şi romanian (strate cu *Viviparus* ex gr. *bifarcinatus* şi unionide netede, plus stratele cu unionizi sculptaţi), caracterizat din punct de vedere paleontologic de prosodacnele subgenului *Psilodon* (grupele *haueri*, *neumayri* şi *euphrosinae*).

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 16, nr. 2, p. 541—546, Bucureşti, 1971

cimentate, în care fauna este localizată la 2—3 nivele. Ultimul nivel fosilifer al dacianului superior este cantonat într-o gresie nisipoasă roşietică, destul de puternic cimentată şi conţine : *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cobălcescu, *P.* (*Psilodon*) *haueri porumbari* Cobălcescu, *P.* (*Psilodon*) *haueri vitzui* Cobălcescu, *P.* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes), *Congeria subcarinata botenica* Andrusov.

După cum se poate remarca, dacianul superior este incomplet dezvoltat, lipsind partea sa terminală, reprezentată prin stratele cu *Prosodacna* (*Psilodon*) *euphrosinae* Cobălcescu.

Peste ultimul nivel al dacianului superior din acest profil se dispun discordant orizonturile bazale ale romanianului cu *Unio* (*Eolymnium*) *sturdzae* Cobălcescu.

Clasa **BIVALVIA**

Ordinul **HETERODONTA**

Suprafamilia ***CARDIACEA***

Familia **CARDIIDAE** Lamarck 1819

Subfamilia **LIMNOCARDIINAE** Stoliczka 1871

Genul **Prosodacna** Tournouër 1882

Subgenul ***Prosodacna*** Tournouër 1882

Specia tip **Cardium macrodon** Deshayes 1838

Prosodacna (Prosodacna) daciana Papaianopol nov. sp.

Pl. I, fig. 1—3; pl. II, fig. 1—3; pl. III, fig. 1

Holotip : Nr. 8 270, pl. I, fig. 1a, 1b. Colecţia Institutului geologic.

Derivatio nominis : De la etajul dacian, în care a fost găsită.

Locus tipicus : Valea Budurească, dealul Malul Călugărului (2 km sud-vest de comuna Călugăreni, judeţul Prahova).

Stratum tipicum Orizontul nisipurilor fine sau de granulaţie medie, de culoare cenuşie-gălbuie cu *Viviparus* cf. *rumanus* (Tournouër), *Horiodacna rumana* Sabba, *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cobălcescu, *P.* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes), *Melanoides* (*Stenomelania*) *abchasica* (Seninski), de vîrstă dacian superioară.

Diagnoza : Valvele de dimensiuni medii, convexe, inechilaterale, cu contur oval-alungit. Suprafaţa externă costată. Pe cîmpul anterior se găsesc între 18 şi 23 de coaste plane sau aproape plane ; cîmpul posterior

neted sau cu 1—3 costule slab marcate. Atît pe valva dreaptă, cît şi pe valva stîngă şarniera este constituită dintr-un dinte cardinal şi din doi dinţi laterali (anterior şi posterior). Linia mantalei întreagă, puţin distinctă.

Descrierea: Valvele de dimensiuni medii, cu contur oval-alungit, destul de convexe, inechilaterale. Umbonele lat, turtit, puţin ridicat deasupra marginii cardinale, răsucit şi deplasat anterior. Marginea cardinală, puţin curbată, are o ramură anterioară mai scurtă, slab convexă, uneori aproape dreaptă, şi o ramură posterioară mai lungă şi mai puternic bombată. Marginea anterioară, puternic convexă, prin treceri treptate şi rotunjite, se racordează cu marginile învecinate. Marginea inferioară, mai mult sau mai puţin arcuată, trece treptat printr-o zonă rotunjită la marginea posterioară. Aceasta din urmă este aproape dreaptă şi dispusă oblic. La trecerea dintre marginea posterioară şi ramura posterioară a marginii cardinale se formează un unghi obtuz rotunjit. Pe cîmpul anterior al suprafeţei externe se observă striuri fine de creştere şi 18—23 de coaste diferite ca lăţime şi aspect. Ultima coastă a acestui cîmp (adică cea care coboară de la umbone în unghiul infero-posterior al valvei) este lată, puţin convexă sau aproape plană. Această coastă separă un cîmp anterior larg şi destul de bombat de un cîmp posterior îngust. Înaintînd către extremitatea anterioară a valvelor, coastele devin din ce în ce mai înguste. Toate coastele cîmpului anterior sînt netede şi plane, în afară de 4—5 coaste situate la partea anterioară a acestui cîmp (cele mai înguste), care sînt uşor convexe. Spaţiile intercostale sînt foarte înguste, filiforme.

Pe cîmpul posterior îngust se observă 1—3 costule fine, de obicei mai bine marcate în jumătatea superioară a acestuia. Pe suprafaţa externă se mai pot observa 2—3 „inele anuale" bine exprimate.

Şarniera valvei drepte este constituită dintr-un dinte cardinal şi din doi dinţi laterali (anterior şi posterior). Dintele cardinal, mic şi dispus oblic, are în partea anterioară o fosetă triunghiulară. Uneori în faţa fosetei se observă o slabă îngroşare a platoului cardinal, care este posibil să reprezinte un rudiment al cardinalului anterior. Dintele lateral anterior este triunghiular şi ascuţit la partea superioară. Deasupra acestuia se găseşte o fosetă adîncă. Dintele lateral posterior este alungit şi lamelar.

Pe valva stîngă, şarniera este formată tot din trei dinţi: un dinte cardinal şi cîte un dinte lateral (anterior şi posterior). Dintele cardinal are forma unui tubercul rotunjit. Dintele lateral anterior triunghiular; lateralul posterior lamelar, destul de scurt.

Lunula mică. Corseletul îngust şi alungit este delimitat la partea superioară de o margine recurbată în formă de burelet.

Suprafaţa internă costată. „Coastele" interne (în număr de 19—21) sînt plate şi din ce în ce mai înguste către partea anterioară a valvelor. „Coastele" interne posterioare (6—7) au un şanţ median, care este din ce în ce mai slab exprimat cu cît înaintăm către partea anterioară a valvelor. Majoritatea „coastelor" interne se opresc la linia care uneşte impresiunile muşchiulare, cu excepţia a 3—4 coaste posterioare, care pot depăşi această linie.

Impresiunile muşchiulare inegale. Cea anterioară este rotunjită şi destul de adîncă. Cea posterioară ovală şi mai superficială.

Linia mantalei întreagă, de obicei slab marcată.

Diagnose: Valves de dimensions moyennes, connexes, inéquilatérales, ovale-allongées. Le crochet petit, aplati, peu saillant sur le bord cardinal à peine déplacé vers la partie antérieure. Bord cardinal allongé, assez faiblement arqué. Bord antérieur court, fortement convexe. Bord inférieur allongé, plus ou moins convexe. Le bord postérieur presque droit est disposé un peu obliquement. Le passage entre le bord postérieur et le rameau postérieur du bord cardinal forme un angle obtus-arrondi.

Le champ antérieur de la surface externe est pourvu de stries de croissance et de 18—23 côtes planes. La côte qui descend du crochet dans l'angle inféro-postérieur des valves est large et peu convexe. Les premières côtes de ce champ sont très étroites et faiblement convexes. Les côtes du champ antérieur sont séparées par des espaces linéaires. Le champ postérieur étroit est muni de 1—3 costules fines.

La charnière de la valve droite continent une dent cardinale et deux dents latérales (antérieure et postérieure). A la valve gauche on remarque trois dents : une cardinale, une latérale antérieure et une latérale postérieure.

La ligne palléale faiblement marquée.

Dimensiuni (în mm) şi raporturi:

	Lungimea (l)	Înălţimea (h)	Convexitatea (c)	Raporturi h/l	Raporturi c/h
Holotip	20,6	15,5	6,7	0,75	0,43
Paratip	23,4	17,8	8,1	0,76	0,44
	23,6	17,6	7,6	0,74	0,42
	24,2	17,9	7,3	0,73	0,41
	20,5	15,1	6,7	0,74	0,44
	19,7	15,1	6,1	0,76	0,40
	18,8	14,6	6,8	0,78	0,46
	17,1	12,7	5,6	0,74	0,43
	19,3	13,8	5,9	0,72	0,42
	17,4	13,6	5,6	0,78	0,41

Comparaţii: Prin alcătuirea şarnierei şi chiar prin unele aspecte ale costaţiei, specia descrisă se apropie de *Prosodacna* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes), de care se deosebeşte însă evident prin unele caractere care au şi permis să fie separată ca specie independentă. La *Prosodacna* (*Prosodacna*) *daciana* nov. sp. conturul valvelor este oval-alungit, umbonele este mic, turtit, aplatisat, puţin ridicat deasupra marginii cardinale, iar pe cîmpul anterior se găsesc între 18 şi 23 de coaste, în majoritate plane. Ultima coastă a cîmpului anterior este aproape plană sau uşor convexă. Raportul dintre lungime şi înălţime (l/h) are valori cuprinse între 0,72 şi 0,78.

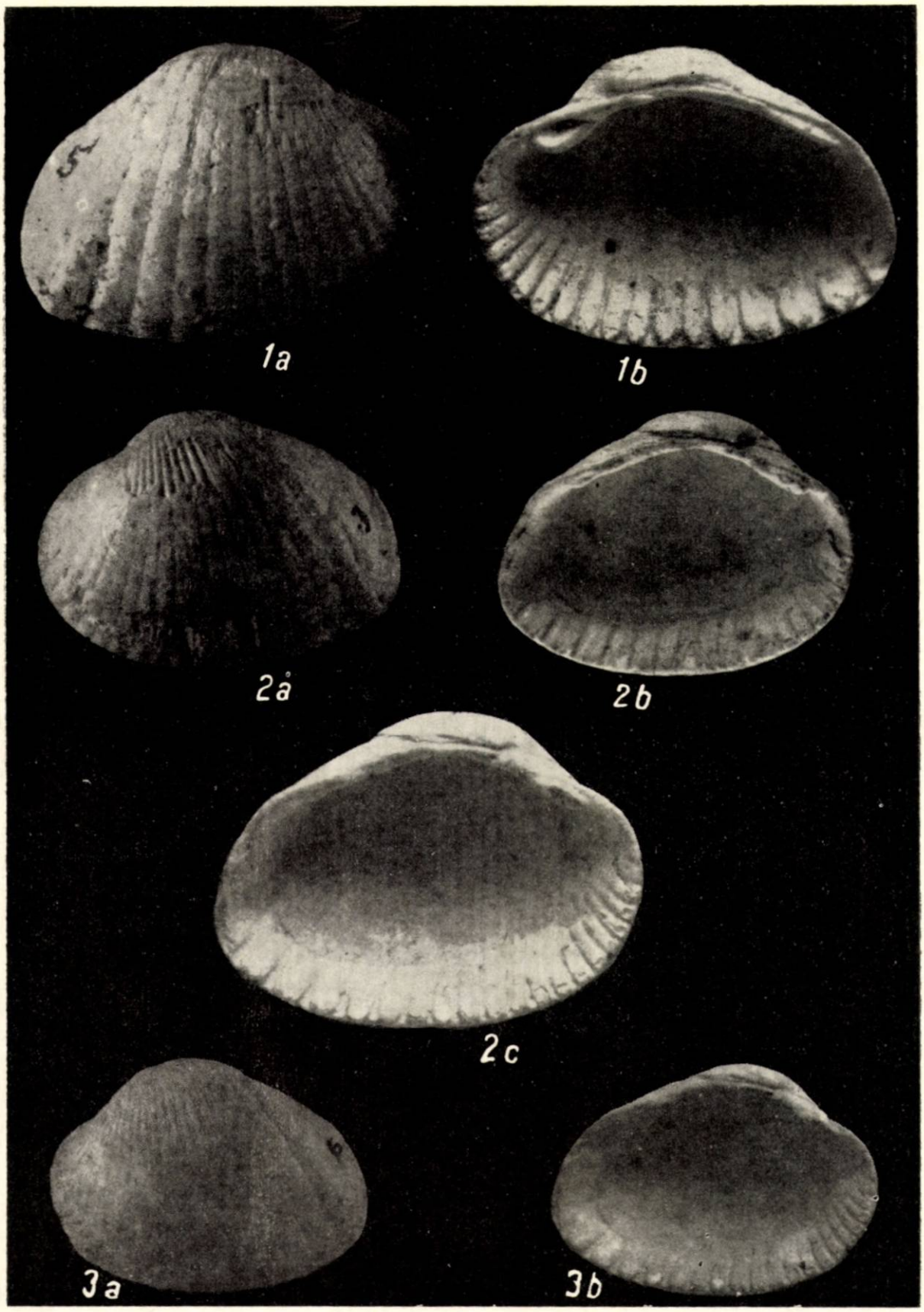


Fig. 1 a, 1 b. — *Prosodacna* (*Prosodacna*) *daciana* nov. sp., holotip (×2,7), valea Budureasca, dacian superior.

Fig. 2 a, 2 b, 2 c. — *Prosodacna* (*Prosodacna*) *daciana* nov. sp., paratip (2 a și 2 b × 2,1; 2c × 2,5), valea Budureasca, dacian superior.

Fig. 3 a, 3 b. — *Prosodacna* (*Prosodacna*) *daciana* nov. sp. (×1,7), valea Budureasca, dacian superior.

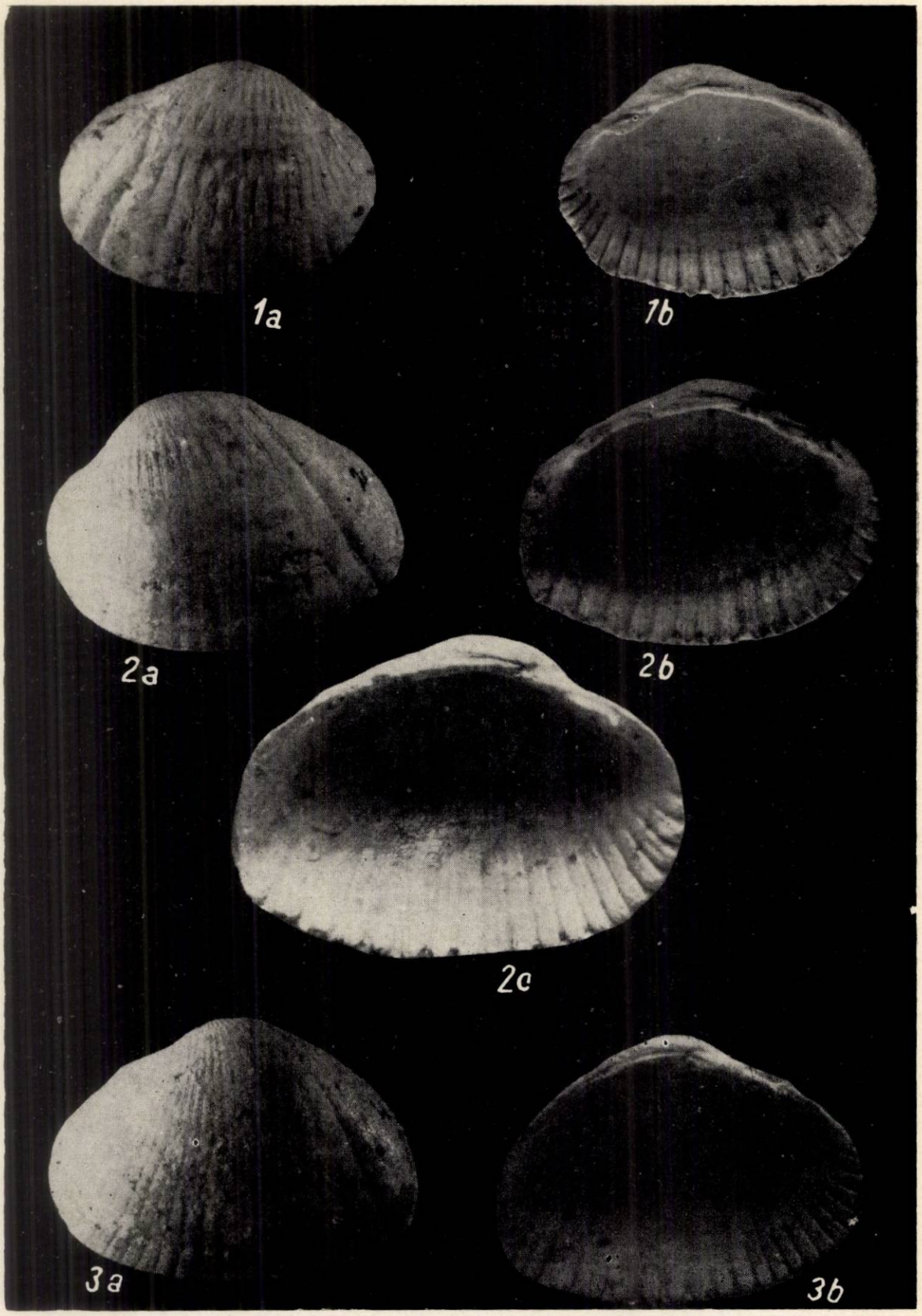


Fig. 1 a, 1 b. — *Prosodacna* (*Prosodacna*) *daciana* nov. sp. (×2,1), valea Budureasca, dacian superior.

Fig. 2 a, 2 b, 2 c. — *Prosodacna* (*Prosodacna*) *daciana* nov. sp. (2 a și 2 b × 2; 2 c × 2,5), valea Budureasca, dacian superior.

Fig. 3 a, 3 b. — *Prosodacna* (*Prosodacna*) *daciana* nov. sp. (×2,1), valea Budureasca, dacian superior.

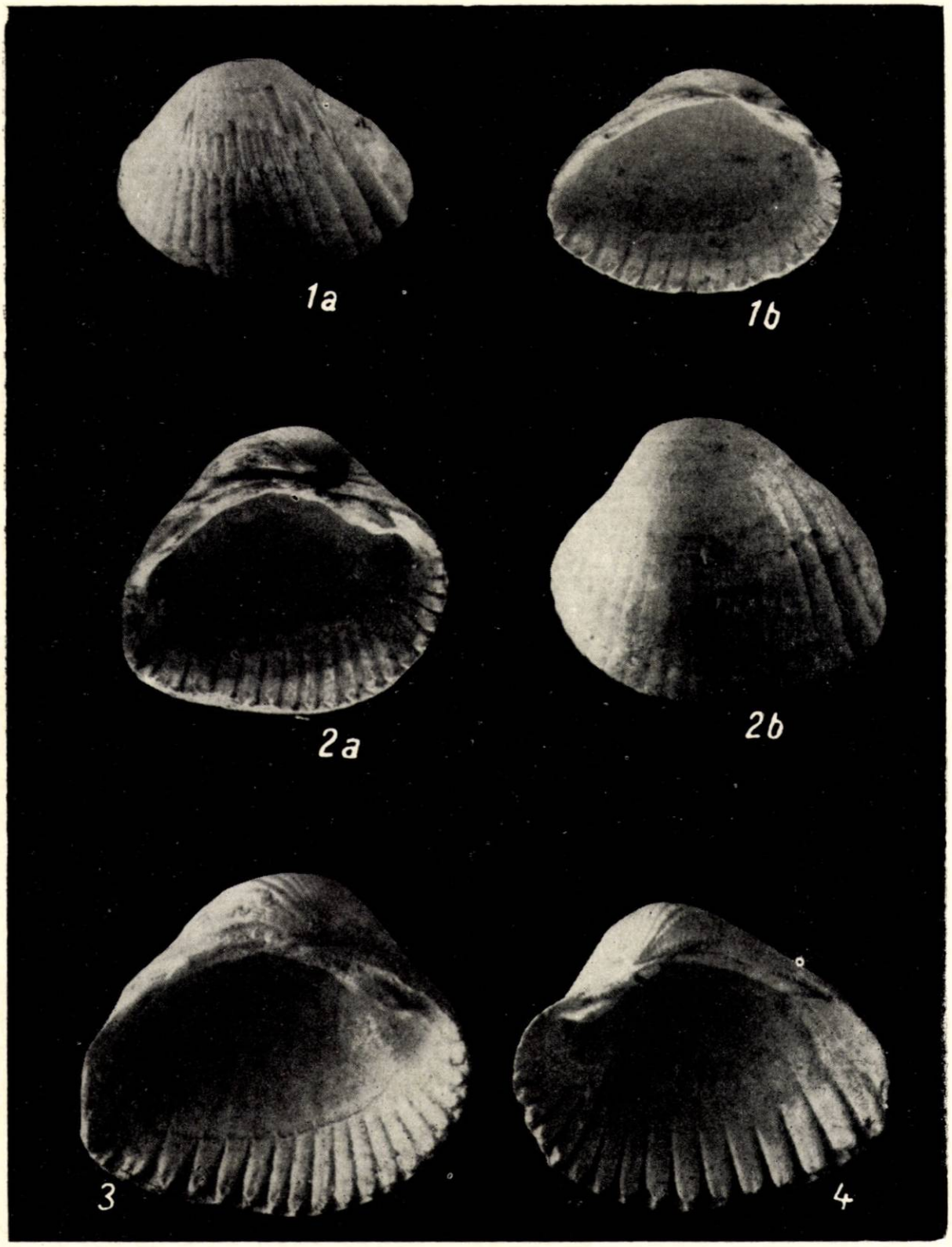


Fig. 1 a, 1 b. — *Prosodacna* (*Prosodacna*) cf. *daciana* nov. sp., formă de trecere de la *Prosodacna* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes) (×2,1), valea Budureasca, dacian superior.

Fig. 2 a, 2 b. — *Prosodacna* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes) (×2,1), valea Budureasca, dacian superior.

Fig. 3. — *Prosodacna* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes) (×2,5), valea Budureasca, dacian superior.

Fig. 4. — *Prosodacna* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes) (×2,5), valea Budureasca, dacian superior.

În acelaşi timp, la *Prosodacna* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes) conturul valvelor este triunghiular-rotunjit, umbonele bine dezvoltat, proeminent şi evident ridicat deasupra marginii cardinale. Pe cîmpul anterior se găsesc între 15 şi 19 coaste. Ultima coastă a cîmpului anterior şi uneori chiar şi penultima sînt proeminente, convexe şi chiar muchiate în jumătatea lor superioară. Raportul dintre lungimea şi înălţimea valvelor (l/h) oscilează între 0,82 şi 0,91.

Pe fondul aceleiaşi alcătuiri a şarnierei se remarcă dezvoltarea mai slabă a dinţilor (mai ales pe valvele stîngi) la *Prosodacna* (*Prosodacna*) *daciana* nov. sp. în comparaţie cu *Prosodacna* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes).

Observaţii asupra raporturilor filetice: Avem la dispoziţie unele exemplare (pl. III, fig. 1) care prin caracterele ce le prezintă par să facă trecerea de la *Prosodacna* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes) către specia nou descrisă. La acestea, valvele au tendinţa să capete un contur triunghiular-oval, umbonele deşi turtit este mai proeminent, numărul de coaste de pe cîmpul anterior este mai mic (18), iar ultima coastă de pe acelaşi cîmp mai puternic convexă.

În acest fel putem presupune existenţa unor legături de înrudire între *Prosodacna* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes) şi *Prosodacna* (*Prosodacna*) *daciana* nov. sp.

Exemplarele tipice de *Prosodacna* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes) se găsesc cantonate în geţian şi în dacianul superior. Unele forme cu caractere mult apropiate de specia lui F o n t a n n e s au fost observate şi în ponţianul superilor (bosphorian).

În profilul de pe valea Budurească, *Prosodacna* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes) este întîlnită atît sub, cît şi peste nivelul în care este localizată specia nou descrisă.

Acest fapt ne face să presupunem că *Prosodacna* (*Prosodacna daciana* nov. sp. reprezintă o ramură laterală a speciei *Prosodacna* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes), din care s-a desprins în timpul dacianului superior şi care a evoluat în direcţia alungirii valvelor, creşterii numărului de coaste şi aplatisării umbonelui.

НОВЫЙ ВИД PROSODACNA В ВЕРХНЕДАКИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОЙ МУНТЕНИИ

КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ

В данной статье описывается новый вид Prosodacna-(Prosodacna) daciana nov. sp. — обнаруженный в песчанистых отложениях верхнедакийского возраста Мунтении. В ассоциации с этим видом встречаются следующие формы : Viviparus cfr. rumanus Tourun., Prosodacna (Psilodon) haueri haueri Cob., Prosodacna (Psilodon) neumayri (Fuchs), Horiadacna rumana Sabba и т. д.

Описание

Раковина средней величины, овальная, удлиненная, выпуклая, неравносторонняя. Макушка широкая, маловыступающая над замочным краем, незначительно приближенная к переднему краю.

Замочный край маловыпуклый с более короткой передней ветвью и более длинной задней.

Передний край короткий, сильновыпуклый, с плавными переходами в смежные края. Нижный край, длинный, незначительно выпуклый, с округлым переходом, сливающийся с задним краем. Задний край почти прямой, едва скошенный, образует тупой угол с замочным краем.

Наружная поверхность покрыта многочисленными узкими и плоскими ребрами. Ребро, идущее от макушки к задне-нижнему углу створки, отделяет широкое и выпуклое переднее поле от более узкого и почти плоского заднего поля. Это ребро более широкое, чем остальные и немного выпуклое.

На переднем поле насчитывается от 19 до 23 ребер, разделенных очень узкими, линейными межреберными промежутками.

Самые передние 3—4 ребра переднего поля маловыпуклые. На заднем поле ребристость выражена слабо. Здесь насчитывается 1—3 тонких ребрышек, более резко выраженных ближе к макушке.

Замок в правой створке представлен одним маленьким кардинальным зубом (задним) и двумя боковыми (передним и задним). Впереди кардинального зуба располагается кардинальная ямка, служащая местом принятия кардинального зуба левой створки. Передний боковой зуб хорошо развит, имеет треугольное очертание.

Задний боковой зуб короткий, пластинчатый.

В левой створке замок представлен одним маленьким кардинальным зубом, под макушкой—одним хорошо развитым передним боковым зубом и пластинчатым, довольно коротким задним боковым зубом.

Луночка маленькая. Щиток длинный и узкий. Внутренняя поверхность ребристая. Внутренние « ребра » (19—21) наиболее отчетливо представлены у нижнего края и имеют более или менее явственные желобки, проходящие посередине ребер.

Мускульные отпечатки небольшие: передний более глубокий, чем задний (поверхностный).

Мантийная линия цельная.

BIBLIOGRAFIE

Cobălcescu G. (1883), *Studii geologice şi paleontologice asupra unor tărîmuri geologice din unele părţi ale României*, Mem. geol. Sc. milit. Iaşi, Bucureşti.

Eberzin A. G. (1959), *Solonovatovodnîe Kardiidî plioţena S.S.S.R. Ciasti III (Prosodacna, Prionopleura i Pachydacna)*, Tr. Paleont. Inst., Moscova, **LXXIV**.

Fontannes F. (1886), *Contribution à la faune malacologique des terrains néogenès de la Roumanie*, Arch. du Muséum d'Histoire Naturelle de Lyon, **IV**, Lyon.

Gillet Suzette (1943), *Les limnocardiidés des Couches a Congéries de Roumanie*, Mem. Inst. geol. Rom., **IV**.

Ştefănescu S. (1896), *Études sur les Terrains tertiaires de la Roumanie. Contribution a l'étude des faunes sarmatique, pontique et levantine*, Mém. Soc. Géol. France, Paléontologie, Paris, **15**.

Primit în redacţie la 10 martie 1971

Institutul geologic

Revista „Studii şi cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie" publică lucrări cu caracter fundamental şi aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei şi tectonicii, precum şi din cel al mineralogiei, petrografiei şi geochimiei ; de asemenea, sînt incluse articole de sedimentologie, al căror conţinut prezintă indicaţii importante în cunoaşterea formaţiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE CITITORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtie de calc. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Se va evita repetarea aceloraşi date în text, tabele şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi a anului apariţiei lucrării (de exemplu, G. M u r g o c i, 1916). Numele autorului va fi precedat de iniţială. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale.

Autorii au dreptul la un număr de 50 de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacţie, Calea Victoriei nr. 125, Bucureşti.

MŰSZAKI KÖNYVTÁR ÉS DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT 1883 ORSZÁGOS

ERATĂ

Pag.:	rîndul:	în loc de:	se va citi:
506	13 de sus	(Barkusov, 1961) (Barkusov şi Kurilcikova, 1961)	Jeana Ionescu şi colab.

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

LIVIU IONESI, **Flișul paleogen din Bazinul văii Moldovei**, 1971, 250 p., 18 fig., 1 hartă color, 21 pl., 17,50 lei.

V. POMÂRLEANU, **Geotermometria și aplicarea ei la unele minerale din România**, 1971, 158 p., 80 fig., 10 lei.

D. CIUPAGEA, M. PAUCĂ, TR. ICHIM, **Geologia Depresiunii Transilvaniei**, 1970, 256 p., 50 fig., 14,50 lei.

ANA CONEA, **Formațiuni cuaternare în Dobrogea**, 1970, 234 p., 79 fig., 18,50 lei.

NATALIA PAGHIDA-TRELEA, **Microfauna miocenului dintre Siret și Prut**, 1969, 189 p., 14 pl., 12 lei.

GH. NEACȘU, **Bentonitele din regiunea Alba Iulia—Ocna Mureșului**, 1969, 204 p., 3 pl., 2 anexe, 12,50 lei.

A. DUȘA, **Stratigrafia depozitelor mezozoice și terțiare de la Căprioara — Coșteiul de Sus**, 1969, 158 p., 15 fig., 3 anexe, 22 pl., 12,50 lei.

V. IANOVICI și colab., **Evoluția geologică a Munților Metaliferi**, 1969 744 p., 40 pl., 55 lei.

D. PATRULIUS, **Geologia Masivului Bucegi și a culoarului Dîmbovicioara**, 1969, 321 p., 13 pl., 28 lei.

ION MÂRZA, **Evoluția unităților cristaline din sud-estul Muntelui Mare**, 1969, 168 p., 12 pl., 14 lei.

ST. CERC. GEOL., GEOF., GEOGR., SERIA GEOLOGIE, T. 16, NR. 2, P. 293—546, BUCUREȘTI, 1971

I.P.I. — c. 2637

43 867

Lei 50. —